

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

Departamento de Estratigrafía



**ESTRATIGRAFÍA DE ALTA RESOLUCIÓN EN EL
TURONIENSE SUPERIOR-CONIACIENSE INFERIOR DE
LA CORDILLERA IBÉRICA SEPTENTRIONAL**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR**

Javier Gil Gil

Bajo la dirección de los Doctores:

Manuel Segura Redonde
José Francisco García-Hidalgo Pallarés

Madrid, 2002

ISBN: 84-669-1779-9

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS



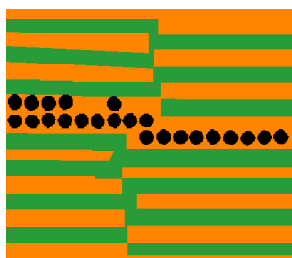
ESTRATIGRAFÍA DE ALTA RESOLUCIÓN EN EL
TURONIENSE SUPERIOR-CONIACIENSE INFERIOR
DE LA CORDILLERA IBÉRICA SEPTENTRIONAL

TESIS DOCTORAL

JAVIER GIL GIL

Madrid, 2002

ESTRATIGRAFÍA DE ALTA RESOLUCIÓN EN EL TURONIENSE SUPERIOR-CONIACIENSE INFERIOR DE LA CORDILLERA IBÉRICA SEPTENTRIONAL



Memoria presentada por
Javier Gil Gil
para optar al grado de
Doctor en Ciencias Geológicas
Madrid, 22 de Marzo de 2002

Esta tesis ha sido realizada en el Departamento de Estratigrafía de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, actuando como tutor el Dr. D. Álvaro García Quintana, Profesor Titular de Estratigrafía de la UCM y como directores, los doctores D. Manuel F. Segura Redondo y D. José Francisco García-Hidalgo Pallarés, Catedráticos de Escuela Universitaria de Estratigrafía de la Universidad de Alcalá.

VºBº del Tutor

VºBº de los Directores de la tesis

Fdo. Álvaro García Quintana

Fdo. Manuel F. Segura Redondo

Fdo. José Francisco García-Hidalgo Pallarés

AGRADECIMIENTOS

Culminar el tercer ciclo universitario en geología supone para el autor de este trabajo la consecución de una gran meta personal, iniciada mucho tiempo atrás cuando desde la etapa del bachillerato comencé a aficionarme al mundo de la geología. Con el tiempo, aquélla afición ha pasado a convertirse en una vocación que ha orientado mi actividad académica y científica, permitiéndome iniciar una línea de investigación en el campo de la Estratigrafía. Llegar a este momento ha supuesto un gran esfuerzo académico y personal y, sin duda, no hubiera sido posible sin el constante apoyo de mis amigos y especialmente de mi familia.

Me gustaría expresar mi más sincero agradecimiento a los profesores D. Manuel F. Segura Redondo, D. José Francisco García-Hidalgo Pallarés y D. Álvaro García Quintana que como directores y tutor de esta tesis me han dado la oportunidad de integrarme en un equipo de investigación y de finalizar mi formación académica. Con ellos y el resto de miembros de dicho equipo he compartido muchas jornadas de campo, discusiones científicas y momentos muy agradables, en los que se ha forjado una profunda relación de amistad.

De igual modo, quiero agradecer a las personas que integran el Departamento de Estratigrafía y el Instituto de Geología Económica de la UCM, su colaboración y apoyo en este tiempo, y en especial a la Directora del Departamento, profesora Nieves Meléndez, por abrirme las puertas del mismo, facilitándome el uso de sus instalaciones y por su ayuda en todos los trámites administrativos; a los profesores Javier Martín Chivelet y Agustín Pieren por su colaboración en cuestiones informáticas, facilitándome las librerías de tramas y símbolos geológicos de Autocad; a la Dra. Consuelo Arias por sus valiosos consejos en tema de fotografía de microfacies; y, a D. Gilberto Herrero por la realización de láminas delgadas.

Esta tesis se ha realizado en paralelo con mi actividad como profesor del Departamento de Geología de la Universidad de Alcalá y en gran medida, los miembros que lo componen son copartícipes de la misma, al haber compartido los momentos buenos y no tan buenos que la superposición de clases y tesis ha generado; a todos ellos mi más sincera gratitud por su compañerismo, amistad y apoyo en los momentos difíciles.

Así mismo, quiero agradecer a las profesoras Beatriz Carenas y Carmén Domínguez de la Universidad Autónoma de Madrid por sus aportaciones científicas en temas de estratigrafía de alta resolución en la Cordillera Ibérica y de mineralogía de arenas, respectivamente. Este agradecimiento es extensible a los profesores Jose Maria Pons, Ricard Martínez y Gregori López de la Universidad Autónoma de Barcelona, por su gran hospitalidad durante una estancia en la UAB y sus inestimables consejos en cuestiones de sistemática paleontológica y bioestratigrafía. Del mismo modo, quiero agradecer la total disponibilidad y entrega a lo largo del trabajo a Andrés Díez y Alberto Díaz de Neira por sus valiosas

aportaciones sobre la geología regional de la provincia de Segovia y norte de Burgos; a Raul Mateos su paciencia y perseverancia para introducirme en el complicado mundo del análisis espectral y a Rafa por su constante aliento en estos años.

Pero sobre todo quiero corresponder al apoyo que desde mi familia he recibido, ya que sin llegar a comprender en muchos momentos el esfuerzo y la dedicación exigidos, han tenido una confianza plena y una paciencia infinita cuando en los momentos que te han necesitado, tu no has estado para ellos. En especial quiero resaltar el papel de mi mujer, **MAR**, a la que le debo lo que soy y donde estoy; ella ha sabido arrancar de mi las fuerzas necesarias para superarme día a día, renunciando voluntariamente en estos cuatro años a una vida de pareja normal y a la realización de nuestros proyectos personales más inmediatos; por el contrario, se ha convertido en mi más fiel colaboradora, compartiendo muchas jornadas de campo con libreta en mano, pasando datos al ordenador y sabiendo sacar siempre una sonrisa en los momentos difíciles. Desde estas líneas quiero expresarte mi más profundo agradecimiento y confesar lo inmensamente afortunado que soy por haberte conocido. Esta tesis está especialmente dedicada a ti.

A Gusipequell

Índice general

| | |
|--|----|
| CAPÍTULO 1 | |
| Planteamiento y objetivos | 1 |
| CAPÍTULO 2 | |
| Metodología | 5 |
| CAPÍTULO 3 | |
| Antecedentes regionales | 9 |
| 3.1. Etapas en el conocimiento geológico de la Península Ibérica | 10 |
| 3.2. Estudios geológicos recientes | 11 |
| CAPÍTULO 4 | |
| Marco geográfico y contexto geológico | 17 |
| 4.1. Encuadre geográfico | 18 |
| 4.2. Marco geológico | 18 |
| 4.2.1. Configuración del Surco Ibérico | 18 |
| 4.2.2. Factores que controlaron el desarrollo de las plataformas | 20 |
| 4.2.3. La Plataforma del Turoniense Superior | 21 |
| 4.3. El Turoniense en el resto de Cuencas Ibéricas | 22 |
| CAPÍTULO 5 | |
| Marco metodológico | 25 |
| 5.1. Concepto de “Ciclicidad” en el registro sedimentario | 26 |
| 5.2. La Estratigrafía Secuencial | 27 |
| 5.2.1. Conceptos y términos | 27 |
| 5.2.2. Génesis de las Secuencias Depositionales | 30 |
| 5.2.3. Precisiones del modelo estratigráfico secuencial | 34 |
| 5.2.4. Terminología empleada | 36 |
| 5.3. Cicloestratigrafía | 37 |
| 5.3.1. Teoría orbital y paleoclimática de Milankovitch | 38 |
| CAPÍTULO 6 | |
| Estratigrafía y facies | 41 |
| 6.1. Introducción | 42 |
| 6.2. SECTOR I: Borde Sur de la Sierra de la Demanda–Camerós | 44 |

| | | |
|-------------------|---|------------|
| 6.2.1. | Sucesión estratigráfica | 46 |
| 6.2.2. | Bioestratigrafía | 54 |
| 6.2.3. | Análisis de facies y medios sedimentarios | 57 |
| | Facies | 57 |
| | Asociaciones de Facies | 61 |
| | Medios Sedimentarios | 72 |
| 6.2.4. | Secuencias deposicionales y cortejos sedimentarios de 3º y 4º orden | 72 |
| | Límites de secuencias | 72 |
| | Distribución vertical de facies y cortejos sedimentarios | 79 |
| 6.2.5. | Secuencias deposicionales menores (5º y 6º orden) | 84 |
| | Secuencias de 5º orden | 84 |
| | Secuencias de 6º orden | 87 |
| 6.2.6. | Síntesis y discusión | 91 |
| 6.3. | SECTOR II: Margen meridional de la Cordillera Vasco-cantábrica | 96 |
| 6.3.1. | Sucesión estratigráfica | 97 |
| 6.3.2. | Bioestratigrafía | 101 |
| 6.3.3. | Facies y Medios Sedimentarios | 101 |
| 6.3.4. | Secuencias deposicionales y cortejos sedimentarios de 3º y 4º orden | 103 |
| | Límites de 3º y 4º orden | 105 |
| | Distribución vertical de facies y cortejos sedimentarios | 106 |
| 6.3.5. | Secuencias Deposicionales menores (5º y 6º orden) | 109 |
| | Secuencias de 5º orden | 109 |
| | Secuencias de 6º orden | 114 |
| 6.3.6. | Síntesis y discusión | 115 |
| 6.4. | SECTOR III: Borde Norte del Sistema Central | 118 |
| 6.4.1. | Sucesión estratigráfica | 121 |
| 6.4.2. | Bioestratigrafía | 126 |
| 6.4.3. | Facies y Medios sedimentarios | 127 |
| 6.4.4. | Secuencias deposicionales y cortejos sedimentarios de 3º y 4º orden | 135 |
| | Límites de 3º y 4º orden | 135 |
| | Distribución vertical de facies y cortejos sedimentarios | 142 |
| 6.4.5. | Secuencias deposicionales de orden menor (5º y 6º orden) | 145 |
| | Secuencias de 5º orden | 145 |
| | Secuencias de 6º orden | 148 |
| 6.4.6. | Síntesis y discusión | 149 |
| CAPÍTULO 7 | | |
| | Análisis Secuencial | 157 |
| 7.1. | Modelo de apilamiento deposicional | 158 |
| 7.1.1. | Límites de secuencias | 158 |
| 7.1.2. | Distribución de facies y cortejos sedimentarios en los diferentes rangos de secuencias | 162 |
| 7.2. | La secuencia de 3º orden en relación con ciclos deposicionales de 2º orden | 169 |

| | |
|--|------------|
| CAPÍTULO 8 | |
| Cicloestratigrafía | 173 |
| 8.1. Tipos de ciclos | 174 |
| 8.2. Origen de la ciclicidad | 176 |
| 8.3. Análisis espectral y duración de los ciclos | 177 |
| 8.4. Análisis de los resultados | 187 |
| CAPÍTULO 9 | |
| Datos paleontológicos: | |
| Interpretación Bioestratigráfica y Cronoestratigráfica | 191 |
| 9.1. Datos paleontológicos en la secuencia deposicional SD-1 | 192 |
| 9.2. Datos paleontológicos en los materiales adyacentes | 194 |
| 9.3. Correlación con las Cartas Cronoestratigráficas | 195 |
| CAPÍTULO 10 | |
| Cuadro Litoestratigráfico del Turoniense-Coniaciense | 199 |
| 10.1. Unidades Litoestratigráficas en los sectores analizados | 200 |
| 10.1.1. Unidades de la Cuenca Vasco-cantábrica | 200 |
| 10.1.2. Unidades de plataforma de la Cuenca Ibérica | 201 |
| 10.1.3. Unidades de margen costero | 201 |
| 10.2. Relaciones laterales de las Unidades Litoestratigráficas | 202 |
| 10.3. Edad de las Unidades Litoestratigráficas | 203 |
| 10.4. Reorganización del cuadro litoestratigráfico | 204 |
| BIBLIOGRAFÍA | 209 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|-------------------|--|
| Figura 1.1 | Contexto paleogeográfico de la Cuenca Ibérica durante el Cretácico Superior. |
| Figura 4.1 | Situación geográfica del área de estudio y localización de los afloramientos del Cretácico Superior. |
| Figura 4.2 | Paleogeografía de la Microplaca Ibérica durante el Cenomaniense Terminal. |
| Figura 4.3 | Paleogeografía de la Microplaca Ibérica durante el Turoniense Superior. |
| Figura 5.1 | Movimiento de un péndulo ideal en el que no existe pérdida de energía como ejemplo de un sistema dinámico oscilante. |

- Figura 5.2** Jerarquía de las secuencias deposicionales.
- Figura 5.3** Esquema de las diferentes etapas en la génesis de una secuencia deposicional durante un ciclo eustático completo.
- Figura 5.4** Arquitectura deposicional ideal de una secuencia de 3^{er} orden a lo largo de una sección longitudinal de una plataforma carbonatada.
- Figura 5.5** Terminología empleada en la numeración de las secuencias deposicionales y límites de secuencia.
- Figura 5.6** Ciclos orbitales de Milankovitch.
- Figura 6.1.** Sectores de la plataforma carbonatada del Turoniense Superior en la zona central de la Cuenca Ibérica.
- Figura 6.2** Esquema geológico del margen septentrional de la Cordillera Ibérica (Sector I).
- Figura 6.3** Localización de las secciones estratigráficas y de las líneas de correlación en el margen septentrional de la Cordillera Ibérica (Sector I).
- Figura 6.4** Expresión morfológica diferencial de las unidades litoestratigráficas del Turoniense–Coniaciense.
- Figura 6.5** Sucesión estratigráfica de la Fm. Calizas bioclásticas de Muñecas en su estratotipo.
- Figura 6.6** Aspectos sedimentarios de la Fm. Muñecas en su área tipo.
- Figura 6.7** Aspectos sedimentarios y biogénicos de la Fm. Muñecas en su área tipo.
- Figura 6.8** Aspectos estratigráficos y biogénicos de la Fm. Muñecas en la sección de la Hoz de Silos.
- Figura 6.9** Aspectos sedimentarios y diagenéticos de la Fm. Muñecas en su área tipo.
- Figura 6.10** Aspectos sedimentarios y diagenéticos de la Fm. Muñecas en la sección de la Hoz de Silos.
- Figura 6.11** Aspectos de campo de la Facies 1 (Calizas for-algal).
- Figura 6.12** Facies 1 (Calizas for-algal) en lámina delgada.
- Figura 6.13** Facies 2₁ (Calizas bioclásticas con glauconita).
- Figura 6.14** Facies 2₁ (Calizas bioclásticas con glauconita) en lámina delgada; detalle de la presencia de glauconita.
- Figura 6.15** Facies 2₂ (Calizas con gasterópodos y foraminíferos).
- Figura 6.16** Facies 2₃ (Calizas oolíticas con foraminíferos).
- Figura 6.17** Facies 3₁ (Calizas nodulares con ostrácodos).
- Figura 6.18** Facies 3₂ (Margas con materia orgánica).
- Figura 6.19** Facies 4₁ (Calizas estromatolíticas) en su aspecto de campo.
- Figura 6.20** Facies 4₁ (Calizas estromatolíticas) en sección pulida y lámina delgada.
- Figura 6.21** Facies 4₁ (Calizas estromatolíticas) en lámina delgada.
- Figura 6.22** Facies 4₂ (Calizas lajosas).
- Figura 6.23** Facies 4₃ (Calizas oolíticas vadosas).
- Figura 6.24** Facies 4₃ (Calizas oolíticas vadosas).
- Figura 6.25** Facies 5 (Dolomías y calizas recristalizadas).
- Figura 6.26** Cuadro de facies de la Fm. Muñecas en el Sector I del área de estudio.
- Figura 6.27** Panel de correlación A-A' en el Sector I del área de estudio, mostrando la posición de los límites de la Fm. Muñecas y de las secuencias deposicionales de 3^o y 4^o orden.
- Figura 6.28** Panel de correlación B-B' en el Sector I del área de estudio, mostrando la posición de los límites de la Fm. Muñecas y de las secuencias deposicionales de 3^o y 4^o orden.
- Figura 6.29** Secuencias deposicionales de 3^o y 4^o orden dentro de la Fm. Calizas Bioclásticas de Muñecas en diferentes afloramientos del borde sur de la Sierra de la Demanda-Cameros.
- Figura 6.30** Distribución vertical de facies en la Fm. Muñecas y su relación con los cortejos sedimentarios de las secuencias de 3^o y 4^o orden.
- Figura 6.31** Aspecto de campo de los cortejos sedimentarios en secuencias de 4^o orden.
- Figura 6.32** Secuencias deposicionales de 3^o, 4^o, 5^o y 6^o orden y cortejos sedimentarios a lo largo de la línea de correlación A-A' en el Sector I del área de estudio.
- Figura 6.33** Secuencias deposicionales de 3^o, 4^o, 5^o y 6^o orden y cortejos sedimentarios a lo largo de la línea de correlación B-B' en el Sector I del área de estudio.

- Figura 6.34** Situación del área de estudio en el borde meridional de la Cordillera Vasco-Cantábrica (Sector II).
- Figura 6.35** Esquema fotogeológico y situación de los afloramientos de Humada y La Riba de Valdelucio.
- Figura 6.36** Sección estratigráfica tipo de Humada–La Riba de Valdelucio (Burgos).
- Figura 6.37** Detalles de campo en los afloramientos de La Riba de Valdelucio y Humada.
- Figura 6.38** Secuencias deposicionales de 3º a 6º orden y cortejos sedimentarios en la sección de Humada–La Riba de Valdelucio.
- Figura 6.39** Detalle de los límites inferior (SB-1) y superior (SB-2) de la secuencia deposicional de 3º orden (SD-1) en los afloramientos de Olleros del Pisuerga y La Riba de Valdelucio.
- Figura 6.40** Cortejos sedimentarios y superficies estratigráficas de referencia de 3º y 4º orden en la sección de Humada.
- Figura 6.41** Secuencias deposicionales de 3º a 5º orden y límites de secuencia en los afloramientos de La Riba de Valdelucio y Humada.
- Figura 6.42** Reconocimiento de cuatro y cinco parasecuencias dentro del conjunto SD-1.1 en los afloramientos de Humada y Hoyos del Tozo respectivamente.
- Figura 6.43** Secuencias deposicionales de 5º y 6º orden en el límite de secuencias SD-1.2 y SD-1.3 en la sección de Humada.
- Figura 6.44** Esquema geológico del Sistema Central. El Sector III está definido por los afloramientos cretácicos situados en el margen septentrional (Provincia de Segovia).
- Figura 6.45** Aspecto general de la sucesión estudiada en el dominio central de la región de Segovia (Cantera de Arcones): a) Fm. Arenas y arcillas de Segovia; b) Fm. Dolomías tableadas de Caballar.
- Figura 6.46** Localización de las secciones estratigráficas y de las líneas de correlación en los afloramientos cretácicos del borde Norte del Sistema Central (Sector III).
- Figura 6.47** Secciones estratigráficas tipo en los afloramientos cretácicos del borde Norte del Sistema Central (Sector III).
- Figura 6.48** Aspecto general de la Fm. Arenas de Segovia en el dominio centro-meridional (Castroserracín).
- Figura 6.49** Estratificación cruzada planar asintótica dentro de la Fm. Segovia; Cantera de Arcones.
- Figura 6.50** Nivel de arcillas amarillas con huellas de raíces (rizolitos) dentro de la Fm. Segovia; Canteras de La Higuera.
- Figura 6.51** Superficies erosivas de gran escala dentro de la Fm. Segovia; Cantera de Arcones.
- Figura 6.52** Intraclastos angulosos de escala métrica y cantos armados dentro de la Fm. Segovia; Cantera de Arcones.
- Figura 6.53** Superficie erosiva de canal en la Fm. Segovia ; Cantera de Arcones.
- Figura 6.54** Estratificación hummocky en la Fm. Segovia; Cantera de Arcones.
- Figura 6.55** Granoclasificación positiva rítmica dentro de sets de arena con estratificación cruzada planar. Cantera de Arcones.
- Figura 6.56** Niveles de cementación diferencial en la Fm. Segovia; Cantera de Arcones.
- Figura 6.57** Laminación de algas en los depósitos carbonatados de la base de la Fm. Caballar; Sección de Castrojimeno.
- Figura 6.58** Secuencias deposicionales de 3º, 4º, 5º y 6º orden y cortejos sedimentarios a lo largo de la línea de correlación C-C' en el Sector III del área de estudio.
- Figura 6.59** Aspecto general de la sección de Val de San Pedro; dentro de la serie terrígena (Fm. Segovia) se reconoce una superficie ferruginosa bien desarrollada (flecha roja) que marca el límite inferior SB-1 de la secuencia deposicional de 3º orden; el límite superior se localiza en la base de la serie carbonatada (flecha azul).
- Figura 6.60** Encostramiento ferruginoso desarrollado a favor de grietas de desecación, en las arenas del Mb. Hontoria (Alonso, 1981); Sección de Ituero y Lama.
- Figura 6.61** Superficie ferruginosa a techo de un cuerpo de arenas blancas de grano medio, que representa el límite superior SB-2 de la secuencia deposicional en la sección de Hontoria.
- Figura 6.62** Contacto erosivo de un cuerpo de areniscas dolomíticas amarillas con estratificación

- cruzada de gran escala (Mb. Areniscas dolomíticas de Hontoria) sobre la Fm. Segovia en el área de Torreiglesias-Peñarrubia de Pirón.
- Figura 7.1** Arquitectura estratigráfica de la secuencia deposicional del Turoniense Superior (SD-1), desde zonas de plataforma interna (Sectores I y II) al borde de cuenca (Sector III).
- Figura 8.1** Periodogramas o curva del espectro de Lomb-Scargle de las secciones de Alto del Portillo, Contreras I y Contreras II.
- Figura 8.2** Curvas de variación de los ciclos paleoclimáticos de Oblicuidad y Precesión en los últimos 500 Ma de la historia de la Tierra (Berger *et al.*, 1989).
- Figura 9.1** Cuadro cronoestratigráfico secuencial del Turoniense Superior–Coniaciense Inferior en el área de estudio.
- Figura 10.1** Unidades litoestratigráficas del Turoniense-Coniaciense, mostrando sus relaciones espacio-temporales a lo largo de los tres sectores de la plataforma analizados.
- Figura 10.2** Revisión de las unidades litoestratigráficas del Turoniense-Coniaciense propuesta en este trabajo.

ÍNDICE DE TABLAS

- Tabla 8.1** Índice numérico asignado a cada facies para modular la señal estratigráfica.
- Tabla 8.2** Picos de frecuencia espectral mostrando el periodo de repetición y el nivel de certidumbre.
- Tabla 8.3** Duración de los ciclos de Oblicuidad y Precesión astronómica a finales del Turoniense Superior (89 Ma).
- Tabla 8.4** Ratios de periodicidad orbital.
- Tabla 8.5.** Ratios de periodicidad estratigráfica en la sección del Alto del Portillo.
- Tabla 8.6.** Ratios de Periodicidad estratigráfica en la sección de Contreras I.
- Tabla 8.7.** Ratios de Periodicidad estratigráfica en la sección de Contreras II.
- Tabla 8.8.** Cuadro de correlación entre los ratios de periodicidad orbital y estratigráfica de las secciones de Alto del Portillo, Contreras I y Contreras II y, correspondencia a partir de los datos anteriores, entre las periodicidades estratigráficas del espectro de Lomb-Scargle y las de los ciclos astronómicos de Milankovitch.
- Tabla 8.9.** Relación entre las frecuencias espectrales de naturaleza astronómica y el espesor de las secuencias deposicionales en las secciones las secciones de Alto del Portillo, Contreras I y Contreras II.

CAPÍTULO 1

Planteamiento y objetivos

El reconocimiento dentro del registro sedimentario de ciclos deposicionales más o menos repetitivos es una idea ya planteada desde hace tiempo (Brinkmann, 1932; Sloss, 1963; Beervower, 1964, etc.), pero con el desarrollo de la estratigrafía secuencial se ha convertido en los últimos tiempos en una de las líneas de investigación más recurrentes dentro del campo de la estratigrafía, centrándose especialmente en el reconocimiento de ciclos sedimentarios repetitivos de diferente rango que ayudan a construir modelos de apilamiento deposicional y a reconstruir la arquitectura estratigráfica de cuencas sedimentarias, especialmente aquellas de margen continental pasivo. En una etapa reciente, se han empezado a analizar estos ciclos sedimentarios a una escala estratigráfica de alto detalle, estableciéndose nuevos patrones de apilamiento de carácter cíclico sobreimpuestos a los anteriores, que presentan una periodicidad inferior a 1 Ma y una regularidad variable.

A esta corriente científica no escapa la Cuenca Ibérica (Fig. 1.1), un estrecho surco intracontinental con varias fases de estructuración tectónica, que durante el Jurásico y Cretácico conectó de forma episódica los dominios marinos atlántico y tethysiano. Durante las dos últimas décadas se ha reinterpretado el registro sedimentario del Cretácico Medio y Superior, estableciendo los ciclos sedimentarios de 2º y 3º orden (>1 Ma) o de baja frecuencia (Alonso *et al.*, 1993; García *et al.*, 1993, 1996 a, b; García-Hidalgo *et al.*, 1997; Segura *et al.*, 1993b, 1996, 1999, 2001). Sin embargo, la identificación dentro de los anteriores, de ciclos de alta frecuencia (de duración comprendida entre 0,1–1 Ma), relacionados casi-formalmente con factores astronómicos (Ciclos de Milankovitch) ha sido objeto de un menor estudio, tan sólo se han abordado de forma específica en materiales del Albiense-Cenomaniense para el sector centro-oriental de la Cordillera Ibérica (García *et al.*, 1993, 1996 c; Segura *et al.*, 1993b; García-Hidalgo *et al.*, 1996).

En el trabajo de investigación que se desarrolla a continuación, se estudia otra porción del registro estratigráfico del Cretácico Superior, los sedimentos de edad Turoniense Superior – Coniaciense Inferior que definen una secuencia deposicional completa de 3º orden, realizando un análisis estratigráfico de alta resolución a lo

largo de un amplio sector de la Cordillera Ibérica, que incluye áreas de plataforma y margen, con el objetivo general de profundizar en el conocimiento de la naturaleza cíclica de alta frecuencia de la sedimentación cretácica en la Cuenca Ibérica.

Un aspecto determinante a la hora de elegir los materiales de estudio, ha sido que el Turoniense Superior está formado por un conjunto de calizas y/o dolomías tableadas de plataforma somera, que destaca por el carácter homogéneo, rítmico y periódico de los estratos y grupos de estratos que lo componen. Estas características permanecen invariables a lo largo de toda la Cordillera Ibérica, independientemente de las unidades litoestratigráficas que lo definen. Por ésta razón, representan la mejor opción para realizar un estudio cicloestratigráfico de detalle con un doble objetivo: analizar por un lado la ciclicidad de los eventos sedimentarios, creando un modelo de apilamiento deposicional de alta frecuencia compuesto por varios rangos de secuencias deposicionales superpuestas; y, determinar de forma cuantitativa por otro, la duración temporal de los diferentes rangos de secuencias, deduciendo los factores que gobiernan en último caso los eventos que las generan.

La secuencia deposicional analizada se viene asignando a dos megaciclos transgresivo–regresivos de 2º orden diferentes, en función del sector paleogeográfico de la Cordillera Ibérica investigado. Así, mientras que en dominios de plataforma interna distal abierta hacia el margen cantábrico (Cordillera Ibérica septentrional), los datos indican que representa la última secuencia deposicional de un megaciclo de 2º orden transgresivo-regresivo de edad Cenomaniense-Coniaciense basal (Alonso *et al.*, *op. cit.*; Gräfe, 1994; Floquet, 1998), en áreas de plataforma somera y margen de cuenca (Cordillera Ibérica central y borde del Macizo Hespérico) representa la primera secuencia deposicional de un ciclo de 2º orden distinto, de edad Turoniense Superior-Campaniense que se superpone parcialmente en el tiempo al anterior (García *et al.*, 1996 a; García-Hidalgo *et al.*, 1997, Segura *et al.*, 1996, 1999 y 2001). En un caso, la discontinuidad del Ciclo de 2º orden se sitúa en el techo de la secuencia deposicional

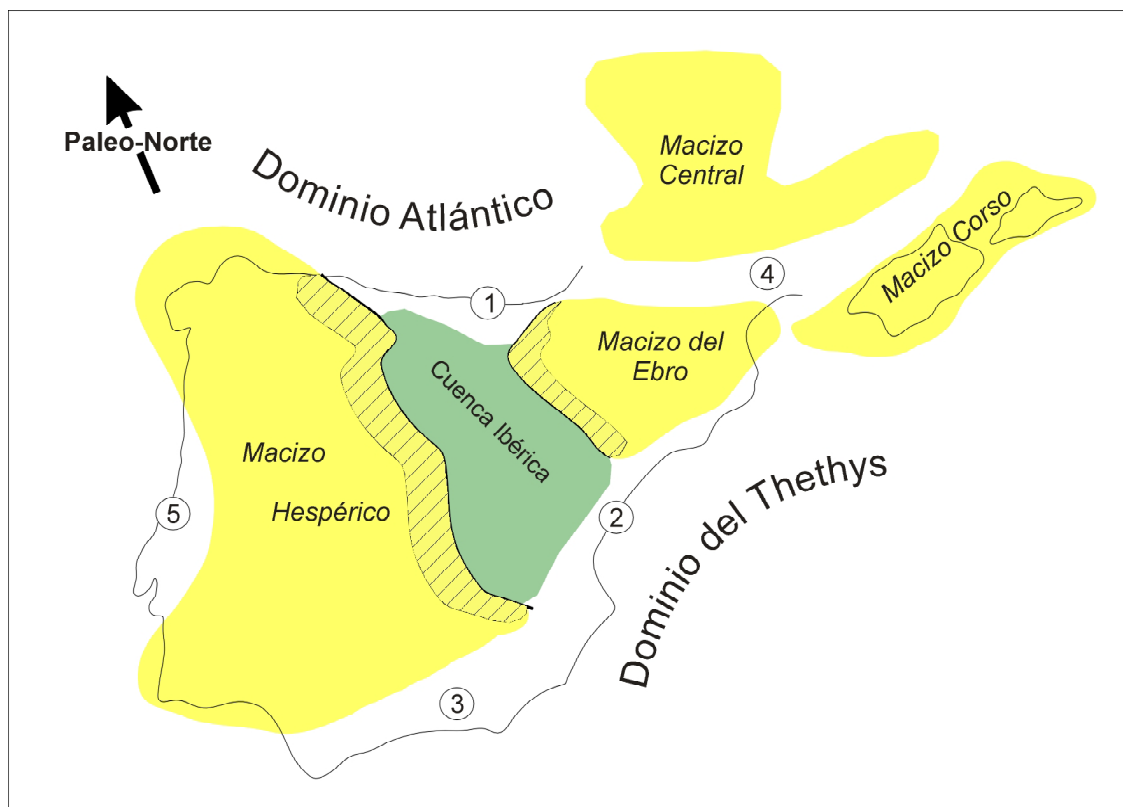


Figura 1.1. Contexto paleogeográfico de la Cuenca Ibérica durante el cretácico Superior. 1) Cuenca Vasco-Cantábrica; 2) Plataforma Levantina-Catalánide; 3) Surco Bético; 4) Surco Pirenaico-Provenzal; 5) Cuenca Portuguesa.

considerada, y por tanto, ésta se desarrolla en un contexto regresivo o de colmatación sedimentaria que marca el final del ciclo mayor, mientras que en el otro caso, aquella se sitúa en la base de la secuencia, desarrollándose en un contexto sedimentario de signo contrario, al inicio de un importante ascenso eustático.

Resulta evidente que esta contradicción viene provocada por la desigual importancia que unos y otros atribuyen a las discontinuidades estratigráficas que definen los límites de la secuencia deposicional. Sin embargo, la caída eustática que marca el final de un ciclo de 2º orden debió provocar la emersión de extensas áreas de la plataforma en una amplitud mayor que en otros descensos menores, estando acrecentada por el marco geográfico referencial de la Cuenca Ibérica (estrecho y somero brazo de mar); así mismo, tuvo que provocar una traslación de los cinturones de facies hacia el

interior de la cuenca sedimentaria, pudiendo generar una cuña terrígena de margen de plataforma (LSW) en áreas más externas de la cuenca. La discontinuidad estratigráfica que se genera como consecuencia de la caída eustática, tiene que reflejar de un modo u otro tales acontecimientos, debiendo resaltar sobre otras discontinuidades menores.

Un análisis del registro sedimentario mediante técnicas de estratigrafía secuencial de alta resolución (ESAR) desde áreas de plataforma distal al margen continental, permitirá determinar con precisión la naturaleza de los límites y fijar la polaridad sedimentaria de la secuencia, criterios suficientes para resolver tal indeterminación, caracterizando correctamente el límite del ciclo de 2º orden. Éste constituye un objetivo añadido a las pretensiones iniciales de la tesis doctoral, pero no el único, ni el más importante, ya que el análisis secuencial

propuesto ha de permitir alcanzar otras metas particulares, que se irán completando durante el desarrollo de la misma.

Una de ellas será analizar la distribución vertical de facies en cada sector dentro de cada rango de secuencias deposicionales identificado, reconociendo superficies estratigráficas de referencia internas que permitan delimitar cortejos sedimentarios, entendidos éstos como la expresión material en el registro estratigráfico de las diferentes etapas evolutivas de un episodio deposicional de origen eustático; la sobreimposición en el registro estratigráfico de cortejos de diferente rango reflejará la tendencia sedimentaria general anteriormente comentada.

Por otro lado, para obtener el patrón de apilamiento sedimentario, necesario en el análisis cicloestratigráfico, será preciso una correlación detallada de todas las secciones estratigráficas (levantadas a escala centimétrica); ello debe permitir por un lado, reconstruir la arquitectura deposicional del Turoniense Superior a lo largo de la plataforma y reconocer los depósitos terrígenos asociados al mismo en el margen

costero; y por otro y más importante, descifrar las relaciones entre éstos depósitos siliciclásticos y los carbonatos de plataforma, todo ello dentro del marco genético que impone el análisis secuencial.

Así mismo, sobre la arquitectura deposicional del episodio sedimentario analizado, se podrá revisar el marco de validez de las unidades litoestratigráficas ya definidas y comprobar sus relaciones laterales y equivalencias de unos sectores a otros de la Cuenca Ibérica, estableciendo en su caso, las consideraciones que del análisis se deriven. Por último, se podrá igualmente posicionar en las secuencias internas, los escasos datos bioestratigráficos existentes en zonas de plataforma, comparándolos con los obtenidos de las cartas cronoestratigráficas secuenciales más recientes y del análisis cicloestratigráfico; ello permitirá fijar con un mayor detalle, la edad de los materiales y si fuera posible, los límites cronoestratigráficos en todo el sector de la plataforma estudiado, debido al carácter isócrono de las discontinuidades estratigráficas que limitan las secuencias deposicionales.

CAPÍTULO 2

Metodología

Para dar cumplimiento a los objetivos propuestos en el apartado anterior, es necesario recurrir a sucesiones de plataforma interna o externa, donde el registro estratigráfico sea más continuo y fosilífero y, las facies permitan reconstruir la evolución de los medios sedimentarios, convirtiéndose en un criterio importante para el análisis interno de las secuencias deposicionales. Por este motivo, el estudio se ha centrado en la Cordillera Ibérica septentrional, prolongándose hasta los afloramientos meridionales de la Cordillera Vasco-cantábrica; estos son los sectores de la Cuenca Ibérica donde el Turoniense Superior aparece mejor desarrollado (más completo), con facies carbonatadas de plataforma interna distal poco o nada dolomitizadas y, con un cierto control bioestratigráfico por escaso que este sea.

El estudio se ha extendido a los afloramientos del borde norte del Sistema Central, donde la presencia de sucesiones mixtas (terrágeno-dolomíticas) y siliciclásticas, que representan las terminaciones (*landward*) en forma de cuña sobre el Macizo Hespérico de los sucesivos episodios deposicionales, que construyen la plataforma carbonatada en áreas centrales de la cuenca, son de gran utilidad para el reconocimiento y jerarquización de las discontinuidades estratigráficas. Se obtiene así un amplio control de la Cuenca Ibérica, a partir del cual se puede establecer un modelo de apilamiento sedimentario válido en todos los sectores de la plataforma analizados (desde zonas internas al margen continental), así como reconstruir la arquitectura deposicional del episodio sedimentario analizado.

Por el contrario, el trabajo no se ha dirigido a los afloramientos de la Cordillera Ibérica Central y de la Rama Aragonesa, debido por un lado, al acusado carácter dolomítico que el Turoniense Superior presenta en estos sectores, dificultando el reconocimiento de tipos diferentes de facies que permitan reconocer pautas de variación en la vertical a escala detallada (5° y 6° orden); y por otro, a la ausencia de intercalaciones terrígenas que faciliten el reco-

nocimiento de las discontinuidades más importantes; el Macizo del Ebro se comporta como un margen pasivo que no aporta cuñas terrígenas hacia la cuenca, ni introduce factores de heterogeneidad litológica en el registro sedimentario. En éste sentido, existen estudios de ciclicidad previos en sucesiones dolomitizadas del Albiense y Cenomaniense de la Cordillera Ibérica central y meridional (García *et al.*, 1996c; García-Hidalgo *et al.*, 1996), pero en ellos, la presencia de cuñas terrígenas ha sido determinante para el reconocimiento de diferentes rangos de secuencias deposicionales de alta frecuencia y de sus cortejos sedimentarios internos. En la Cordillera Ibérica central, los depósitos terrígenos asociados al episodio del Turoniense Superior quedan relegados al extremo suroccidental del borde sur del Sistema Central (área de Soto del Real – Valdemorillo; Madrid) y allí, la escasa presencia de afloramientos superficiales, no permite reconocer cómo son en detalle las relaciones de facies.

El trabajo de campo ha consistido básicamente en el levantamiento de secciones estratigráficas de detalle, así como en la realización e interpretación de paneles fotográficos y recogida de muestras para su posterior análisis en laboratorio. Las secciones han sido seleccionadas por la buena calidad de exposición de los materiales y por su situación dentro de la zona de estudio. En ellas se ha prestado especial interés a la naturaleza litológica de los estratos, estructuras sedimentarias, características microtexturales, contenido fósil y superficies de estratificación. En ésta etapa inicial, la imprecisión a la hora de situar los límites de la secuencia deposicional estudiada obligó a prolongar las secciones por su base y techo hasta alcanzar niveles de referencia bien conocidos¹, llegando en algunas regiones a alcanzar la base de la sucesión cretácica; ello ha permitido posteriormente tener un buen control de los episodios deposicionales adyacentes, especialmente en zonas de margen.

Uno de los aspectos más cuidados en el levantamiento de las secciones ha sido el espe-

¹ horizontes fosilíferos con ammonites y ostreidos, bancos dolomíticos ferruginizados que resaltan dentro de series margo-arcillosas, etc.

² mediante la utilización de metro rígido y en tramos grandes, de “vara de Jacobs”.

sor de los estratos individuales y por tanto, del conjunto de la sucesión estudiada², expresándose las medidas en múltiplos de 5 cm, siendo ésta la resolución máxima admitida con la que se puede diferenciar los interestratos arcillosos dentro de las series carbonatadas y dolomíticas.

La campaña de campo se realizó de forma progresiva siguiendo una dirección predefinida: desde los dominios más externos del Surco Ibérico hacia el margen de cuenca; los primeros ofrecen las sucesiones más marinas, completas y menos dolomitizadas, y por consiguiente, son en las que mejor se pueden estudiar un mayor número de eventos sedimentarios (secuencias deposicionales) y la naturaleza de los mismos; los segundos son mucho más sensibles a las fluctuaciones del nivel del mar, y por lo tanto, aquellos donde los episodios de interrupción sedimentaria que limitan los diferentes eventos deposicionales están mejor reflejados mediante discontinuidades estratigráficas de diferente tipo.

La interpretación de las secciones estratigráficas se ha realizado siguiendo varios niveles metodológicos. El primero de ellos ha consistido en el reconocimiento y delimitación a nivel local, de cuerpos de roca con un significado genético o evolutivo, mediante la aplicación de los principios de la estratigrafía secuencial (*sensu* Vail *et al.*, 1991, Van Wagoner *et al.* 1988). En cada sector, se han identificado y jerarquizado las discontinuidades estratigráficas que limitan diferentes secuencias deposicionales. De esta forma, se ha podido precisar con detalle la naturaleza y posición de los límites de la secuencia deposicional 3^{er} orden y reconocer dentro de ésta, otras unidades evolutivas periódicas de menor rango (alta frecuencia) limitadas por discontinuidades menores, que permiten reconstruir la estructura de apilamiento sedimentario (*stacking pattern*) local. Así mismo, se realizó un análisis sedimentológico de las facies, a partir de estructuras sedimentarias y de características macroscópicas de los materiales, que fue posteriormente completado con el estudio de láminas delgadas. Ello ha facilitado el reconocimiento de los ambientes sedimentarios y su evolución vertical a lo largo del episodio deposicional, así como, la identificación de su-

perficies estratigráficas de referencia dentro de las secuencias deposicionales y la caracterización de sus cortejos sedimentarios.

A continuación, se procedió a correlacionar los diferentes sectores validando y/o corrigiendo las interpretaciones realizadas previamente. En esta etapa se pudo comprobar como varía lateralmente la expresión en el registro sedimentario de una misma discontinuidad estratigráfica a lo largo de la cuenca, cuáles son las secuencias deposicionales más extensivas, como se materializa la pérdida de espesor del episodio deposicional hacia el margen de cuenca y, cómo son en éstas zonas de margen, las relaciones entre las facies terrígenas y carbonatadas dentro de las secuencias menores. Todo ello ha permitido reconstruir la arquitectura deposicional de la secuencia de 3^{er} orden a lo largo de una sección transversal al eje mayor de la Cuenca Ibérica, observando una gran homogeneidad de ambientes sedimentarios y de las condiciones deposicionales, la continuidad de los estratos, la extensión de las secuencias deposicionales de menor rango y su acunamiento hacia al margen mediante relaciones de *onlap* y *toplap* costero, reflejando al mismo tiempo, un incremento de la dimensión temporal contenida en las discontinuidades que las limitan.

De forma complementaria, se realizó el estudio en lámina delgada de las características microtexturales y biomicrofacies de las muestras recogidas en campo. Para la descripción de texturas se utilizó la clasificación genética de Dunham (1962) de rocas carbonatadas, al proporcionar una lectura directa de las condiciones hidrodinámicas del medio. Aún teniendo en cuenta que la superficie de la lámina delgada no es representativa de todo el estrato muestreado, la información obtenida ha permitido mejorar las descripciones de campo. En cuanto a las biomicrofacies se refiere, nos encontramos en un contexto sedimentario de plataforma poca profunda y margen costero, que está caracterizado por la ausencia de foraminíferos planctónicos (estándares bioestratigráficos) y por la baja diversidad de foraminíferos bentónicos. Debido a ello, se ha realizado un análisis cualitativo del tipo, diversidad y abundancia de los microfósiles presentes y de los fragmentos

bioclásticos correspondientes a organismos de mayor tamaño. Esta información paleontológica unida a los aspectos texturales del sedimento completan las observaciones macroscópicas de campo y permiten definir una serie de facies tipo que, reagrupadas a su vez en varias asociaciones de facies reflejan diferentes ambientes deposicionales en una posición concreta dentro de la plataforma en función de su proximidad a la línea de costa.

Una vez reconocida la estructura de apilamiento deposicional interna de la secuencia de 3^{er} orden y comprobada en numerosas secciones estratigráficas a lo largo de la Cuenca Ibérica, se ha procedido a la revisión y actualización de los datos bioestratigráficos procedentes de autores previos, situándolos dentro de las secuencias deposicionales de mayor orden, con el fin de precisar la edad del episodio analizado. Ello ha permitido delimitar una serie de horizontes guía fosilíferos muy continuos a lo largo de la plataforma y, extrapolar dichos datos a lo largo de las secuencias que los contienen en aquellas sucesiones³ con una fauna bioestratigráficamente banal, aproximando con un mayor detalle la edad de sus materiales.

La última etapa del trabajo ha consistido en realizar un análisis de la regularidad de los eventos deposicionales⁴ que dan lugar a ese apilamiento de secuencias de alta frecuencia dentro del registro sedimentario analizado. La existencia de esa regularidad supone admitir la ciclicidad de los procesos sedimentarios, es de-

cir, su repetición en el tiempo según una periodicidad o intervalo de recurrencia constante, o que varía dentro de unos márgenes muy estrechos.

Se eligieron varios afloramientos del sector septentrional de la Cordillera Ibérica (sur de Burgos), debido a que presentan un registro sedimentario bastante completo, en el que los diferentes rangos de secuencias internas son relativamente fáciles de reconocer. Tomando como variables de estudio el patrón de apilamiento sedimentario y la distribución vertical de facies a escala detallada, se ha realizado un estudio cicloestratigráfico de las secuencias de alta frecuencia mediante análisis espectral de series de datos discontinuas, con el objeto de comprobar la validez del patrón de apilamiento sedimentario obtenido del análisis secuencial previo y, de conocer qué relación guarda esta ciclicidad de alta frecuencia con los ciclos climáticos inducidos por factores orbitales (Ciclos de Milankovitch), comparando los resultados obtenidos con los de otros estudios de ciclicidad previos en ésta y otras cuencas alpinas.

A lo largo del trabajo se ha realizado una constante revisión bibliográfica de trabajos afines, bien por su carácter geológico regional, cómo por su contenido metodológico. Los primeros se han mostrado especialmente útiles en las etapas iniciales de reconocimiento en campo y levantamiento de secciones estratigráficas. Los segundos han proporcionado el marco conceptual para la interpretación de los datos y elaboración de modelos estratigráficos, sedimentarios y cicloestratigráficos. Una descripción resumida de los trabajos más relevantes consultados se presenta en el capítulo siguiente.

³ fundamentalmente de margen costero.

⁴ entendidos éstos en el sentido de Vera *et al.* (1989), de ciclos eustáticos regulares de pequeña escala.

CAPÍTULO 3

Antecedentes regionales

- 3.1 Etapas en el conocimiento geológico de la Península Ibérica
- 3.2 Estudios geológicos recientes

3.1 Etapas en el conocimiento geológico de la Península Ibérica

El desarrollo y progreso en el conocimiento de la geología de la Península Ibérica ha seguido un proceso más o menos continuado en el tiempo, que con diferentes ritmos de avance se inicia en el siglo XIX hasta nuestros días, dentro del cual pueden reconocerse tres grandes periodos o etapas:

- **Etapla inicial;** o de *Estudios Naturalistas*, en la que se acometen grandes estudios regionales de exploración geológica, auspiciados por la Comisión del Mapa Geológico de España, antecesor histórico del actual IGME, realizados durante la segunda mitad del siglo XIX y comienzos del XX, y que pretendían acabar con el retraso y/o desconocimiento que se tenía sobre la naturaleza geológica de extensas zonas de la Península Ibérica. Estos trabajos se caracterizan por una gran variabilidad en el detalle y en la precisión de sus descripciones e interpretaciones.
- **Etapla intermedia;** ó *1^{er} Ciclo de Estudios Geológicos Regionales*, desarrollados desde los años 30 hasta la década de los 70 del siglo pasado, coincidiendo en su inicio con la celebración en Madrid del XIV Congreso Geológico Internacional (1931). Este acontecimiento supuso un gran avance en la geología de España, que queda reflejado en una amplia generalización de trabajos geológicos regionales y en el rigor científico de los mismos. A éste periodo pertenece la 1ª Serie de Cartografía Geológica Nacional a escala 1:50.000 y los grandes trabajos regionales realizados por investigadores españoles, franceses y alemanes.
- **Etapla reciente;** ó *2º Ciclo de Estudios Geológicos Regionales*, que coincide con la aparición de nuevas teorías geológicas globalizadoras (Ej. tectónica de placas). El progresivo avance en el conocimiento geológico regional realizado en la etapa anterior y el desarrollo y especialización de diferentes campos de la geología, en nuestro caso de la estratigrafía y sedimentología, favoreció la realización de estudios

geológicos específicos que se concretan trabajos y tesis doctorales modernas de carácter regional, realizados desde los años 70 a comienzos de los 90.

La difusión de éstos trabajos recientes, unido a la realización del Plan MAGNA de Cartografía Geológica a escala 1:50.000 2ª Serie, ha conducido a la situación actual de conocimiento y detalle de la geología de la Península Ibérica. Éste representa el punto de referencia para la realización de nuevos trabajos de investigación con un grado de especialización mayor que, como el presente, surgen al hilo de nuevas herramientas conceptuales (ESAR; cicloestratigrafía) desarrolladas en los últimos años y que suponen una nueva forma de interpretar y concebir el registro sedimentario.

En éste trabajo deben considerarse dos tipos de estudios precedentes; por un lado, los **Antecedentes regionales**, en los que se hace referencia a los materiales analizados en el área de estudio, bien sea porque permiten localizar afloramientos, describir los depósitos o aportar una organización estratigráfica e interpretación sedimentológica; y por otro, los **Antecedentes metodológicos**, que proporcionan el soporte conceptual necesario para la realización del mismo; éstos últimos se tratan con mayor detalle en el Capítulo 5.

Sin embargo, dadas las características del trabajo, su amplitud geográfica y la especificidad de los materiales investigados dentro del registro sedimentario del Cretácico Superior, el describir bajo el epígrafe de “antecedentes regionales” todos aquellos trabajos geológicos que en los últimos 150 años hacen referencia de un modo u otro a lo que aquí se estudia es una tarea que escapa a las posibilidades del autor, especialmente cuando, como ya se ha dicho, el punto de partida de ésta tesis se encuentra en los trabajos específicos, trabajos de síntesis y tesis doctorales realizados en época reciente. A continuación se describen los más relevantes, remitiendo al lector interesado en todos aquellos trabajos pertenecientes a las dos primeras etapas descritas anteriormente, a las tesis de Meléndez (1971), Alonso (1981), Segura (1982) y Floquet (1991) quienes en sus capítulos co-

respondientes realizan una completa relación de los mismos para sus respectivas áreas de estudio.

3.2 Estudios geológicos recientes

El primer estudio geológico regional en el que se definen unidades litoestratigráficas modernas en el Cretácico de la Cordillera Ibérica es el de Meléndez (1971), quien establece su estratigrafía en la Serranía de Cuenca. Señala que por encima de las *Dolomías de la Ciudad Encantada*, descansa un conjunto de *Dolomías y calizas estratificadas* en las que diferencia un tramo inferior poco potente y de naturaleza arcillosa-dolomítica, que considera continuación del Turoniense Inferior; y un tramo superior compuesto por dolomías y dolomías calcáreas tableadas y de naturaleza brechoide hacia techo, que data como Turoniense Superior. Por encima, la serie continua con un potente conjunto senoniense, formado por las *Carniolas del Cretácico Superior*, en las que en la parte media alta se ha encontrado foraminíferos bentónicos (*Iacazines*) que en otras regiones de la Cuenca Ibérica¹ caracterizan el Santoniense Superior – Campaniense Inferior.

Estos datos se precisan en Meléndez *et al.* (1974), quienes realizan una síntesis del Cretácico del borde meridional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, en la que sobre las *Dolomías de la Ciudad Encantada* diferencian unas *Arcillas y dolomías* de edad Turoniense Inferior, que se corresponden en parte con el tramo inferior de las *Dolomías y calizas estratificadas* de Meléndez (1971). Por encima, reconocen una discontinuidad estratigráfica que abarca el Turoniense Superior y Coniaciense basal, arrastrándola desde otras regiones de España. Esta discontinuidad da paso a un conjunto de *Dolomías brechoideas*, equivalentes al tramo superior de *Dolomías y calizas estratificadas* de Meléndez (*op. cit.*), que reposicionan dentro del Coniaciense – Santoniense², debido en parte a la falta de argumentos paleontológicos que con-

firmer su anterior edad Turoniense Superior. Por encima, y sin un límite definido, afloran las *Carniolas del Cretácico Superior* de edad Santoniense-Campaniense.

Breman (1976) realiza un estudio bioestratigráfico en los materiales cenomanienses y turonienses inferiores de la Cordillera Ibérica central, reconociendo varios afloramientos de las provincias de Guadalajara y Soria. Establece la sistemática y paleoecología de los ostrácodos de las *Fms. Orejas y Molina*, antecesores previos de las actuales *Fms. Villa de Vés y Picofrentes*, describiendo 38 especies de ostrácodos, cinco de ellas nuevas, correlacionándolas con las biozonas de ammonites establecidas previamente. Lo más relevante para éste trabajo, no son quizás las aportaciones bioestratigráficas que realiza, sino sus consideraciones estratigráficas sobre la sucesión analizada, pues señala en los afloramientos (Cantalojas, Grado del Pico) del borde meridional de la Cuenca de Almazán, la presencia de un litosoma terrígeno (*Fm. Llanos*), situado a techo de la *Fm. Molina* (*Fm. Picofrentes*), en lo que constituye la base de los materiales del Turoniense Superior aquí estudiados.

Alonso (1981) realiza un estudio extenso, detallado y preciso del Cretácico del borde norte del Sistema Central (Provincia de Segovia), en el que define siete unidades litoestratigráficas, realiza la cartografía geológica de los materiales cretácicos y reconstruye por primera vez la arquitectura estratigráfica de los depósitos de esta región, donde demuestra la existencia de cambios laterales de facies carbonatadas a terrígenas en sentido E-O y la existencia de escalones tectónicos que condicionan la configuración del margen de cuenca. Reconoce una estructura deposicional en forma de cuña hacia el O y distingue dos grandes ciclos sedimentarios, dentro de los cuales realiza precisas interpretaciones sedimentológicas y reconstruye los ambientes sedimentarios. Por último, propone la edad de los depósitos cretácicos desde el Cenomaniense al Maastrichtiense, en base a la estructura de

¹ margen vasco-cantábrico (Gischler *et al.*, 1994).

² justificando así la presencia de la discontinuidad inferior.

apilamiento sedimentario y a los escasos datos de macrofauna y microfauna. En base a esta cronoestratigrafía, los materiales del Turoniense Superior estarían contenidos en la parte alta del *Mb. Calizas y margas de Carabias de la Fm. Moral de Hornuez*.

Segura (1982) realiza un estudio del Cretácico de la Cordillera Ibérica en la provincia de Guadalajara, en el que describe con precisión más de treinta sucesiones sedimentarias desde Atienza a Anquela del Ducado que, correlacionadas por criterios básicamente litoestratigráficos, le permiten diferenciar ocho unidades litoestratigráficas desde el Albiense al Campaniense. El análisis de facies le conduce a la interpretación de los ambientes sedimentarios, que abarcan desde medios litorales a marinos de plataforma interna. Distingue cinco ciclos sedimentarios con un significado genético, que posteriormente han sido interpretadas como secuencias deposicionales de diferente rango, dentro de los cuales, reconoce cambios laterales de facies terrígenas a carbonatadas en sentido proximal-distal, reconstruyendo su arquitectura estratigráfica y paleogeografía. Por lo que respecta a los materiales de ésta tesis, identifica un conjunto carbonatado tableado (unidad C7) situado por encima de la Fm. Ciudad Encantada, que corresponde a un ciclo sedimentario diferente a ésta, de naturaleza transgresiva y procedencia atlántica, que en su momento dató como Coniaciense.

Alonso y Floquet (1982) establecen una correlación a escala de plataforma de los afloramientos del N de Burgos (margen meridional de la Cordillera Vasco-cantábrica), Cordillera Ibérica Septentrional y Norte del Sistema Central; utilizando criterios litoestratigráficos y sedimentológicos reconstruyeron los ambientes sedimentarios en la plataforma y cómo fue su evolución durante una gran episodio sedimentario transgresivo-regresivo (Cenomaniense Superior-Coniaciense Inferior).

Alonso y Mas (1982) correlacionan las sucesiones sedimentarias del borde norte y sur del Sistema Central, integrando los datos reseñados por Alonso (1981) y Segura (1982), bajo el esquema estratigráfico y nomenclatura del prime-

ro de ellos. A partir de las sucesiones sedimentarias de la Sierra de Pradales (al norte) y de Tamajón (al sur), distinguen dos ciclos sedimentarios, Cenomaniense – Turoniense y Coniaciense – Maastrichtiense, diferencian once unidades litoestratigráficas; señalan las diferencias de facies de un borde a otro del Sistema Central y aportan una primera paleogeografía.

Floquet *et al.* (1982) establecen formalmente las unidades litoestratigráficas de los materiales del Cretácico Superior en el borde meridional de la Cordillera Vasco-cantábrica, Cordillera Ibérica septentrional y central, y cobertera mesozoica (cretácica) del borde norte del Sistema Central, en un intento de aglutinar la multiplicidad de unidades informales, muchas de ellas de rango local, definidas hasta la fecha, y de establecer las relaciones de estas nuevas unidades entre unas regiones y otras. En él se definen de una manera formal, las unidades litoestratigráficas que constituyen la secuencia deposicional del Turoniense Superior objeto de estudio en este trabajo: Fm. Arenas y calizas de Revilla de Pomar, Fm. Calcarenititas y calizas con rudistas de Villaescusa de las Torres, Fm. Calizas bioclásticas de Muñecas, Fm. Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña, Fm. Arenas y arcillas de Segovia, Fm. Dolomías tableadas del Caballar y, al sureste del área de estudio, la Fm. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera. De todas ellas, señala sus antecedentes previos, ya sean como formación o como descripciones locales, sitúa sus estratotipos, describe sus ambientes deposicionales y edad, y establece sus relaciones laterales y verticales.

Así mismo, Vilas *et al.* (1982) hace lo propio con las unidades litoestratigráficas de la Cordillera Ibérica suroccidental; entre ellas define con carácter formal la Fm. Margas de Alarcón, una unidad de pobre expresión morfológica, fácilmente reconocible en campo entre potentes sucesiones dolomíticas, cuya edad asigna de forma imprecisa entre el Turoniense Inferior y el Santoniense. Este trabajo junto con el anterior (Floquet *et al.*, 1982), se englobaron dentro de un ambicioso proyecto de síntesis global del Cretácico español, que coincidió con la celebración del II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España y de la

Reunión plenaria del Grupo español de trabajo del *Mid Cretaceous Events*. Constituye un texto de obligada consulta en casi todos los estudios sobre este tema.

Giménez (1987) estudia la estratigrafía del Cretácico Superior en la Cordillera Ibérica suroccidental, fuera ya del área de estudio de este trabajo, donde describe más detalladamente la Fm. Alarcón como una unidad de reducido espesor (12-18 m), situada entre las Dolomías de la Ciudad Encantada y las Calizas de la Sierra de Utiel. Esta unidad, que data como Cenomaniense-Coniaciense, está constituida por margas verdes con intercalaciones de calizas de algas depositadas en un ambiente costero, y biomicritas nodulares depositadas en ambientes submareales, y reflejan la emersión de la plataforma en la etapa terminal de una megasecuencia deposicional. Parte de estos depósitos representarían a los materiales del Turoniense Superior estudiados en esta tesis.

Floquet (1991) realiza un detallado trabajo estratigráfico y sedimentológico sobre el Cretácico Superior de una amplísima zona de la región centro-septentrional de la Península Ibérica³. Aplica una metodología muy personal, a mitad de camino entre la estratigrafía clásica y la estratigrafía secuencial, y bajo la perspectiva de una sedimentología basada en la paleoecología, que hace laboriosa su comprensión. Organiza el registro sedimentario del Cretácico Superior en un gran ciclo transgresivo-regresivo de edad Albiense Superior-Maastrichtiense, articulado en cuatro grandes unidades genéticas o Tecto-Biosedimentarias (U.T.B.S.), que asimila a ciclos de profundización por subsidencia tectónica. Los depósitos de la Fm. Muñecas se sitúan a techo de la 2ª U.T.B.S., reconociendo dentro de ellos cuatro secuencias menores de rápida profundización y relleno biosedimentario, sin que llegue a correlacionarlos de unos afloramientos a otros. La descripción de los afloramientos, las interpretaciones sedimentológicas y el análisis bioestratigráfico constituyen una referencia constante en el presente trabajo.

Alonso *et al.* (1993) realizan una reinterpretación del registro sedimentario del Cretácico Superior de la Cordillera Ibérica a partir de sus datos previos, adecuándolos a los nue-

vos conceptos e ideas de la estratigrafía secuencial, en virtud de los cuales el desarrollo de las plataformas carbonatadas cretácicas en el Surco Ibérico pasan a estar gobernadas por factores eustáticos y no tectónicos como hasta ese momento se pensaba. Consideran que el conjunto del Cretácico Superior representa un ciclo sedimentario de 1º orden según los criterios de clasificación de Haq *et al.* (1988), Vail *et al.*, (1991), etc., dentro del cual reconocen cuatro megasecuencias o ciclos de 2º orden limitados por discontinuidades de tipo I; dentro de las megasecuencias existe a su vez una ciclicidad interna de 3º orden, identificando doce secuencias deposicionales limitadas por discontinuidades de tipo II. De éstas últimas, la DS7 constituida por materiales de la Fm. Muñecas y sus equivalentes litoestratigráficos laterales en el resto de la Cordillera Ibérica, corresponde a la secuencia deposicional del Turoniense Superior aquí estudiada, marcando el final de la 2ª megasecuencia de edad Cenomaniense Superior-Coniaciense basal.

Gräfe (1994) realiza un análisis estratigráfico secuencial del Cretácico Superior y Paleógeno en la Cuenca Vasco-cantábrica, basado en el estudio de secciones de campo, sondeos de investigación petrolífera y perfiles sísmicos, prolongando dicho análisis hacia la meseta castellana a partir de la reinterpretación de los datos de Floquet (1991) para la Cordillera Ibérica Septentrional y margen meridional vasco-cantábrico. Considera un modelo de plataforma carbonatada tipo rampa desde el Cenomaniense al Eoceno; asume la eustasia como el principal factor que controla el desarrollo de las plataformas carbonatadas; y, presenta una carta regional de ciclos eustáticos, calada con los datos bioestratigráficos de ammonites, incerámidos y foraminíferos planctónicos, que compara y discute con las de otros autores. Para el Cretácico Superior, reconoce cinco megasecuencias limitadas por discontinuidades de tipo I y 20 secuencias deposicionales de 3º orden, en las que identifica sus cortejos sedimentarios. Dentro de éstas últimas, la secuencia del Turoniense Superior (UC 8/9) marca el final de un ciclo de 2º orden.

Ruiz *et al.* (1994) estudian en la Cordillera Ibérica central el ciclo transgresivo-regresivo de 2º orden de edad Albiense Superior-

³ sur de la Cordillera Vasco-cantábrica, y Cordillera Ibérica Septentrional y oriental (Rama Aragonesa).

Turoniense Medio, que correlacionan con el Superciclo UZA-2 de la Carta de Haq *et al.* (1988), dentro del cual identifican ocho secuencias de 3^{er} orden. En la parte superior del ciclo reconocen una acusada progradación de las facies terrígenas continentales hacia el interior de la cuenca sedimentaria, reflejando una discontinuidad sedimentaria mayor (límite superior del ciclo) con respecto a los materiales situados inmediatamente por encima, que son los que se estudian en este trabajo.

García *et al.* (1996a) establecen en la región central peninsular (Cordillera Ibérica y Sistema Central) cuatro secuencias deposicionales de 3^{er} orden de origen eustático para el intervalo Turoniense Superior-Campaniense Inferior, aunque señalan un control tectónico interno en el desarrollo de las facies y extensión de los episodios sedimentarios. Correlacionan estas secuencias con las UZA-3.1 a UZA-3.4 de la Carta de Haq *et al.*, (1988) en base a su posición estratigráfica y a la escasa fauna de ammonites, obteniendo de esta forma, nuevas relaciones temporales para las unidades litoestratigráficas que las definen, en una región que destaca por el carácter dolomítico de las sucesiones sedimentarias y la escasa resolución bioestratigráfica de la fauna presente. Lo más destacable para esta tesis es que, por un lado sitúan el límite de un ciclo de 2^o orden en la base de la secuencia deposicional del Turoniense Superior; y por otro, reconocen por primera vez la existencia de una ciclicidad interna dentro de esta secuencia, identificando tres secuencias de 4^o orden (conjuntos de parasecuencias).

Gil y García (1996) realizan un análisis estratigráfico y secuencial de la cobertura cretácica del borde sur del Sistema Central, en el que organizan su registro sedimentario en 16 unidades litoestratigráficas, siete de ellas propuestas por primera vez como miembros de extensión local, así como ocho secuencias deposicionales que abarcan del Cenomaniense al Campaniense. Reconstruyen una arquitectura deposicional en forma de cuña, en la que se observa una reducción de espesor hacia el SO del conjunto de la sucesión (*onlap* en la base) y un cambio lateral de facies carbonatadas a terrígenas dentro de cada secuencia en el mismo sentido. La secuencia del Turoniense Superior (Tu-Co) está

constituida por un conjunto de dolomías tableadas y laminadas en bancos bien definidos asimilables a la Fm. Tranquera, que descansa sobre las Margas de Alcorlo, un nivel guía compuesto por margas verdes y dolomías arcillosas brechificadas y con huellas de exposición subaérea, en las que por primera vez se cita la presencia discontinua de bancos de arenas blancas de grano medio. Este nivel es interpretado como una cuña de margen de plataforma (SMW), asociada a un mínimo eustático.

Segura *et al.* (1996) realizan un corte estratigráfico a lo largo de la Cordillera Ibérica occidental, desde Siete Aguas (Valencia) a Santo Domingo de Silos (Burgos) en el que reconocen doce secuencias deposicionales de 3^{er} orden desde el Albiense Superior al Campaniense Inferior, señalando las principales unidades litoestratigráficas que las componen. De todas ellas, la 9^a secuencia corresponde al Turoniense Superior – Coniaciense basal estando compuesta de NO a SE por la Fm. Muñecas, la Fm. Tranquera y la parte inferior de la Capa Margas de Alarcón en la Ibérica valenciana, presentando una geometría en cuña con una reducción del espesor en el mismo sentido. Ambos hechos documentan la naturaleza atlántica de dicha secuencia deposicional, que presenta en su base relaciones de biselamiento (*toplap*) de las secuencias precedentes.

García-Hidalgo *et al.* (1997) realizan una análisis secuencial del Cretácico Superior no terminal en el borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, organizando el registro sedimentario en nueve unidades litoestratigráficas y otras tantas secuencias deposicionales dentro del intervalo Cenomaniense Superior-Campaniense Inferior, que correlacionan con las Cartas de ciclos eustáticos de Haq *et al.*, 1988 y Gräfe (1994). Reconocen la secuencia deposicional del Turoniense Superior constituida por las Fms. Calizas bioclásticas de Muñecas y Calizas dolomíticas de la Tranquera en cambio lateral de facies, sin que sus límites litoestratigráficos coincidan con los de la secuencia deposicional, presentando ésta sendas discontinuidades internas. Al reconstruir la arquitectura estratigráfica, resaltan por su importancia la discontinuidad inferior, ya que observan en el conjunto de la

sucesión analizada cambios en la distribución de facies dentro entre las secuencias inferiores y superiores, así como en el desarrollo y extensión de estas secuencias, que conducen a un importante mínimo eustático intra-turonense. Este mínimo está materializado a escala de afloramiento por bruscos cambios de facies, niveles edáficos, margas verdes y probable presencia de terrígenos.

Floquet (1998) realiza una actualización de los datos de su tesis, adaptándolos a los principios de la estratigrafía secuencial, mediante los cuales reorganiza el registro sedimentario del Cretácico Superior del margen de plataforma septentrional del Surco Ibérico en cuatro ciclos de 2º orden (LTC; *Long Term Depositional Cycles*) coincidentes en número y límites con sus anteriores U.T.B.S. (Floquet, 1991). Introduce los ciclos de 3º orden (DC; *Short Term Depositional Cycles*) establecidos en Alonso *et al.* (1993), a los que añade uno más en el Campaniense para dar un número final de trece ciclos, cuya edad establece con gran detalle a partir de biozonas de ammonites. Aunque no muestra las discontinuidades que delimitan los diferentes ciclos, sitúa un límite de 2º orden (CB 8) a techo de la secuencia deposicional del Turoniense Superior (DC 7), enmarcándola dentro del contexto regresivo que impone el final del ciclo mayor al que pertenece. Dentro de esta secuencia reconoce varios ciclos menores (4º orden ?) que se apilan sucesivamente hacia el interior de la cuenca (NO), mostrando una geometría de relleno progradacional. No obstante, la disposición estratocreciente de estos ciclos menores y su acusado carácter tableado interno (Floquet *op. cit.* Fig. 9, Pág. 352) sugieren otro tipo de contextos deposicionales, en los que el espacio de acomodación se incrementa (ciclos estratocrecientes) y el relleno es agradacional (estratificación tableada).

Gräfe y Wiedmann (1998) realizan un trabajo de síntesis sobre la estratigrafía secuencial del Cretácico Superior de la Cuenca Vasco-Cantábrica, estableciendo un modelo de apilamiento sedimentario basado en la superposición de megasecuencias y secuencias deposicionales. En este trabajo destacan el ca-

rácter regresivo de la secuencia deposicional del Turoniense Superior (UC 8/9) sobre la que mantienen un límite de 2º orden asociado a la presencia de una cuña de bajo nivel del mar (LSW) que no encuentran en las secuencias inferiores, aunque si señalan los fuertes reflectores que emite el límite basal (SB UC 8) de la secuencia en las líneas sísmicas analizadas. Por otro lado, señalan la baja proporción de siliciclásticos (arcillas) en el HST de dicha secuencia, lo cual suponen relacionado por el marcado carácter extensivo de la misma, inundando extensas zonas del Surco Ibérico, e impidiendo de esta forma, la llegada de fango terrígeno a las zonas de plataforma externa. Este argumento entra en conflicto con el carácter regresivo anteriormente comentado.

Segura *et al.* (1999) estudian el Cretácico de la zona de conexión del Sistema Central y Cordillera Ibérica, organizando el registro sedimentario en ocho unidades litoestratigráficas, dos de ellas con rango de "capa" y nueve secuencias deposicionales de 3º orden, agrupadas en dos ciclos transgresivo-regresivos de 2º orden cuyo límite viene definido por la presencia discontinua de un nivel de arenas blancas de grano fino-medio (Capa Arenas de Somolinos). Este nivel terrígeno se sitúa en la base de la secuencia deposicional del Turoniense Superior⁴, que la consideran definida por la Fm. Tranquera en su integridad y por la Fm. Muñecas en cambio lateral de facies hacia el NO.

Segura *et al.* (2001) relacionan la anatomía de los cuerpos sedimentarios en virtud de la posición que ocupan con respecto al máximo transgresivo (TM) del ciclo de 2º orden transgresivo-regresivo, describiendo dos ejemplos en la Cordillera Ibérica en los que la posición de la TM es diferente: El Ciclo de 2º orden Albiense Superior-Turoniense Medio compuesto por seis secuencias de 3º orden, situándose el TM en la quinta de ellas; y, el Ciclo de 2º orden Turoniense Superior-Campaniense Inferior, compuesto por cinco secuencias deposicionales en las que el TM se sitúa en la segunda de ellas. Señalan que las secuencias situadas por debajo del TM se caracterizan por facies calcáreas o dolomíticas regularmente estratificadas

⁴ en una posición estratigráfica similar al que en su día definiera Breman (1976).

(tableadas) en bancos medios a finos muy bien definidos; las secuencias que contienen el TM presentan un carácter nodular y destacan por su contenido fosilífero; y las secuencias por encima del TM son considerados los depósitos de la etapa regresiva del ciclo de 2º orden y están pobremente estratificadas en bancos de gran tamaño, con desarrollo de clinoformas progradantes no siempre observables. Lo más importante del trabajo en nuestro caso, es que la secuencia deposicional del Turoniense Superior pertenece al segundo megaciclo transgresivo-regresivo, representando así, la etapa transgresiva del mismo.

A la vista de los trabajos comentados, se observa una clara evolución del conocimiento de la estratigrafía del Cretácico en la Cordillera Ibérica; en síntesis, esta última etapa de estudios recientes comienza con el establecimiento de unidades litoestratigráficas formales, evoluciona hacia el análisis secuencial a través fórmulas intermedias (Unidades Tecto-Biosedimentarias) que ya implican la definición de unidades estratigráficas con un significado genético; y, llega a nuestros días con amplios trabajos regionales que abarcan la Cuenca Ibérica y establecen ciclos deposicionales de diferente orden, así como sus cortejos sedimentarios, reconstruyendo la arquitectura estratigráfica del Cretácico.

Por lo que respecta a los materiales de esta tesis (Turoniense Superior), se observa que son encuadrados en diferentes unidades litoestratigráficas según las áreas de la cuenca: Fms. Revilla de Pomar y Villaescusa de las Torres en el margen sur vasco-cantábrico; Fm. Muñecas en la Ibérica septentrional; Fm. Tranquera en la Ibérica central y oriental y en el borde sur del Sistema Central; Fm. Castro de Fuentidueña (parte superior) en el borde norte del Sistema Central; y, Fm. Alarcón en la Ibérica meridional. Estas unidades permiten explicar satisfactoriamente el registro estratigráfico del Turoniense Superior en los sectores de la plataforma estudiado, si bien en algunos casos se observan grandes equivalencias entre varias unidades y, en otros, sus relaciones laterales no están claras.

En cuanto a la estratigrafía secuencial, estos materiales comprenden una secuencia

deposicional de 3^{er} orden, dentro de la cuál se apunta una organización interna en secuencias de menor rango. No obstante, falta por precisar y caracterizar los límites de la secuencia mayor, sus cortejos sedimentarios internos, así como el número de secuencias menores, su rango y posibilidades de correlación.

Antes de finalizar, hay que señalar la importancia que han tenido durante las jornadas de campo las Hojas del Mapa Geológico 1:50.000 2ª Serie y sus memorias explicativas, que han permitido rastrear la traza cartográfica de los materiales investigados, observar sus relaciones de facies, y buscar buenas secciones estratigráficas. A continuación se relacionan las Hojas consultadas:

- 134 Polientes
- 238 Villagonzalo-Pedernales
- 239 Pradoluengo
- 276 Lerma
- 277 Salas de los Infantes
- 314 Cilleruelo de Abajo
- 315 Santo Domingo de Silos
- 316 Quintanar de la Sierra
- 347 Peñaranda de Duero
- 348 San Leonardo de Yagüe
- 349 Cabrejas del Pinar
- 350 Soria
- 375 Fuentelcésped
- 378 Quintana Redonda
- 402 Olombrada
- 403 Maderuelo
- 404 Ayllón
- 430 Cantalejo
- 431 Sepúlveda
- 433 Atienza
- 434 Barahona
- 456 Nava de la Asunción
- 457 Turégano
- 458 Prádena
- 482 Valverde del Majano
- 483 Segovia
- 507 El Espinar

De todas ellas, destaca la Hoja nº 402, Olombrada (Díaz de Neira *et al.*, en prensa), en la que se realiza un importante apunte bioestratigráfico dentro la Fm. Dolomías de Caballar que cuestiona su anterior edad Coniaciense, al asignarla por vez primera al Turoniense, en base a la microfauna de ostrácodos que presenta.

CAPÍTULO 4

Marco geográfico y contexto geológico

4.1 [Encuadre geográfico](#)

4.2 [Marco geológico](#)

4.2.1 Configuración del Surco Ibérico

4.2.2 Factores que controlaron el desarrollo de las plataformas

4.2.3 La plataforma del Turoniense Superior

4.3 [El Turoniense en el resto de las Cuencas Ibéricas](#)

4.1 Encuadre geográfico

La zona de trabajo a lo largo de la cual se han estudiado los materiales del Turoniense Superior se extiende sobre una superficie aproximada de 12.000 km², a través de las provincias de Burgos, Soria y Segovia (Fig. 4.1). Cartográficamente, se localiza en las hojas topográficas a escala 1:200.000 de la serie 2C del S.G.E.: (5-3) Burgos, (5-4) Aranda del Duero, (6-4) Soria, (5-5) Segovia, (6-5); así como en la hoja (5-2) Reinosa para los afloramientos más septentrionales.

Desde una perspectiva fisiográfica, comparte en buena parte las características orográficas de la meseta castellana, con extensas superficies planas labradas sobre materiales terciarios, interrumpidas por los relieves montañosos del Sistema Carpetano de dirección NO-SE, y los más suavizados del Sistema Ibérico que con una dirección NNO-SSE, son el resultado del encajamiento de la red fluvial cuaternaria.

Las formas de relieve que configuran las sucesiones cretácicas en ambos sistemas montañosos vienen definidas por característicos relieves en “cuestas” cuando se encuentran estructurados y más frecuentemente, por “mesas” o “muelas” morfológicas, de techo plano y planta circular o elongada, cuando se encuentran subhorizontales o formando suaves pliegues sinclinales.

4.2 Marco geológico

4.2.1 Configuración del Surco Ibérico

Desde un punto de vista geológico, los sedimentos del Turoniense Superior aquí analizados pertenecen al ámbito de la Cordillera Ibérica y a su articulación por el N con la Cordillera Vasco-cantábrica y, con el Sistema Central en la zona centro. Mientras que el Sistema Central es un rejuvenecimiento alpino de un antiguo orógeno hercínico constituido por rocas ígneas y metamórficas; las Cordilleras Ibérica y Vasco-cantábrica son el resultado de la estructuración alpina cenozoica de la Cuenca Ibérica, un estrecho y poco profundo surco intracontinental, con-

figurado en dos etapas de subsidencia tectónica a favor de una zona de debilidad de dirección NO-SE que dividió el núcleo principal de la Placa Ibérica en dos macizos emergidos: el Macizo Hespérico al SO; y el Macizo del Ebro al NE.

La primera etapa de subsidencia tectónica estuvo relacionada con la fragmentación de la Pangea durante el Pérmico y Triásico Inferior (Álvaro *et al.*, 1979), como consecuencia de un proceso de distensión cortical que provocó un adelgazamiento de la corteza, generando cubetas intramontañosas de dirección ibérica desconectadas entre sí, rellenas por depósitos terrígenos continentales (Facies Buntsandstein). La transición de una etapa de subsidencia tectónica a una etapa de subsidencia térmica produjo la ampliación del área de sedimentación durante el resto del Triásico y, condujo a la formación de una amplia cuenca sedimentaria en el E y SE de la Placa Ibérica, que persistió hasta el Jurásico Medio; representa una etapa de sedimentación marina carbonatada (pocos terrígenos), en la que alternaban facies someras y profundas. Durante esta etapa, quedaron comunicados por primera vez los dominios tethysiano y atlántico.

La segunda etapa de estructuración tectónica en la Cuenca Ibérica tuvo lugar durante el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior. Se relaciona con la apertura de la cuenca oceánica en el Golfo de Vizcaya, que provocó la rotación antihoraria de la Microplaca Ibérica y su traslación hacia el E, presentando los macizos emergidos distintos vectores y módulos de desplazamiento. Este movimiento diferencial se conjugó en la Cuenca Ibérica con la formación de un complejo graben compartimentado en umbrales e importantes cubetas sedimentarias (Cameros, Aliaga, Las Hoyas, Maestrazgo), rellenas nuevamente por sedimentos terrígenos continentales (Facies Weald) con cierta influencia marina de naturaleza tethysiana (Alonso & Mas, 1993).

El cese de la segunda fase tectónica distensiva y la transición a una nueva etapa de subsidencia térmica, favoreció el relleno y colmatación de las cubetas y permitió la configuración durante el Cretácico Superior de una única cuenca sedimentaria muy regular, somera

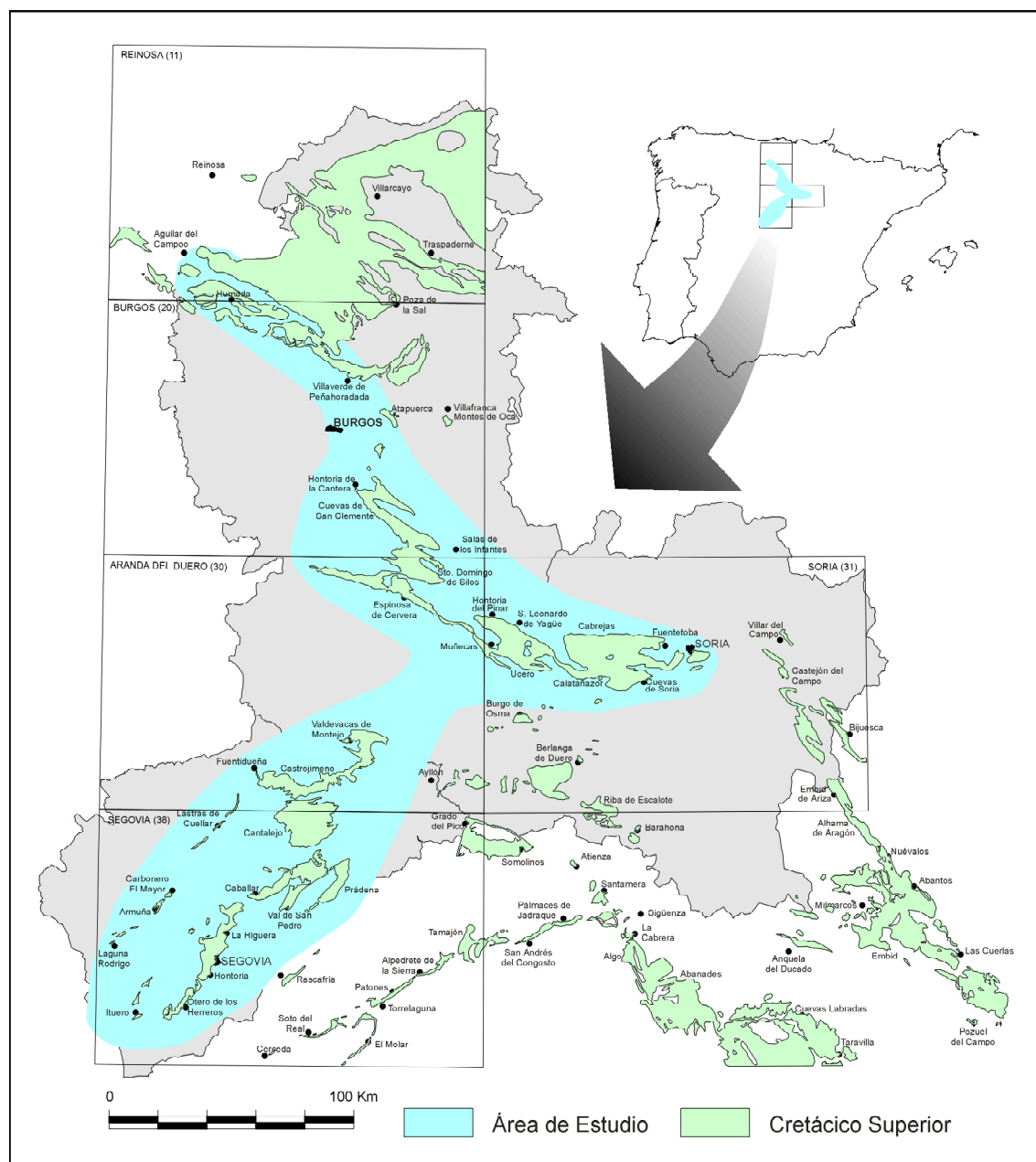


Figura 4.1. Situación geográfica del área de estudio y localización de los afloramientos del Cretácico Superior.

y elongada, de dirección NNO-SSE, conectada bien al margen cantábrico (atlántico) a partir de la Falla de Losa, bien al margen tethysiano a partir de la Fractura del Segre, o bien a ambos, existiendo en éste último caso nueva comunicación entre los dos dominios. La cuenca estaba limitada por dos macizos emergidos de funcionamien-

to desigual: Macizo Hespérico al O y SO que se mostraba activo aportando sedimentos terrigenos (Facies Utrillas) a la cuenca; y, Macizo del Ebro al NE que se manifestó por el contrario, como un margen pasivo sin un aporte significativo de terrigenos al sistema.

4.2.2 Factores que controlaron el desarrollo de las plataformas

La sedimentación en la Cuenca Ibérica durante el Cretácico Superior estuvo controlada por el clima y por el juego entre el eustatismo y la tectónica, ésta última derivada del contexto global en el que se encuentra la Microplaca Ibérica, primero con la continuada apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación antihoraria de la placa y posteriormente, con el comienzo de la estructuración de los Pirineos a partir del Santoniense y de la propia Cuenca Ibérica a partir del Campaniense.

Toda esta tectónica global condicionó lentamente las conexiones paleogeográficas anteriormente comentadas. Así, durante el Albiense – Cenomaniense, la rotación de la microplaca provocó su basculamiento hacia el NO, lo que permitió la primera comunicación paleogeográfica

en el Cretácico entre los dominios tethysiano y atlántico (Fig. 4.2). A finales del Cenomaniense, el basculamiento de la microplaca en su conjunto (macizos emergidos y Cuenca Ibérica) es tan acusado, que la Cuenca Ibérica dejó de estar conectada al Tethys y se abrió hacia el margen cantábrico. Esta configuración persistió hasta el Santoniense Medio, momento en el que dio comienzo la estructuración de los Pirineos, y la microplaca bascula de nuevo, en esta ocasión hacia el SO, nivelando la Cuenca Ibérica. Este hecho favoreció una segunda comunicación entre el Tethys y el margen cantábrico durante el Santoniense Superior-Campaniense.

Pese a todo ello, el importante y continuado ascenso eustático del Cretácico Superior, reconocido a escala global, fue un factor más importante que los procesos tectónicos comentados en el control y desarrollo de la sedimentación en la Cuenca Ibérica. Las sucesivas trans-

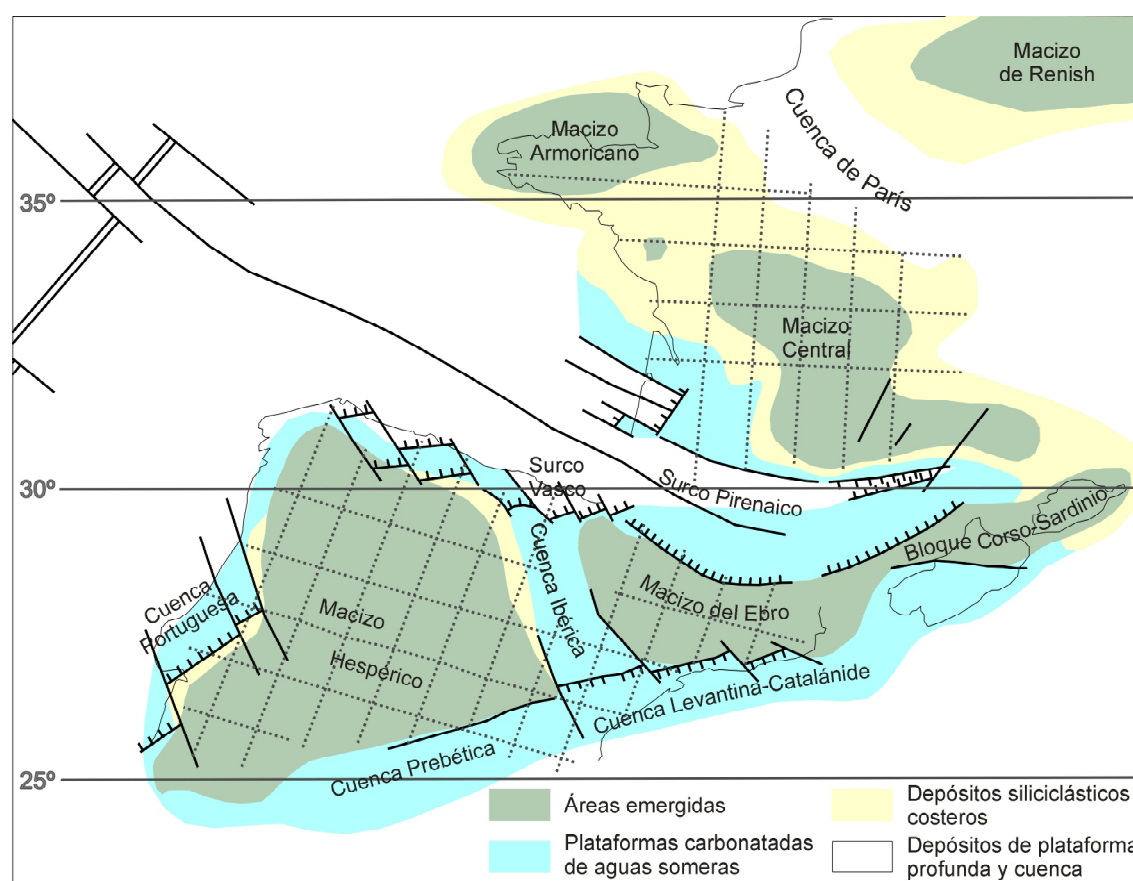


Figura 4.2. Paleogeografía de la Microplaca Ibérica durante el Cenomaniense terminal. Elaborado a partir de Dercourt *et al.* (2000).

gresiones cretácicas dieron lugar a la formación de sucesivas plataformas marinas de mar abierto en los márgenes tethysiano y cantábrico, penetrando éstas dentro del Surco Ibérico (en facies más someras) con mayor o menor efectividad en función de la inclinación de la microplaca hacia un margen u el otro.

El clima fue otro factor decisivo en la sedimentación cretácica, común a todas las cuencas sedimentarias de la Microplaca Ibérica; ésta ocupaba una posición paleogeográfica subtropical entre los 20°-30° Latitud N (Dercourt *et al.*, 2000), dentro del ámbito del Tethys: un cinturón marino tropical, ligeramente desplazado al N del Ecuador, que estaba recorrido por una corriente oceánica de aguas cálidas (Rat, 1982; Martín-Chivelet, 1999). Estos aspectos, unidos a la ausencia de corrientes frías procedentes de latitudes boreales, determinaron un clima cálido y húmedo (Rat, *op. cit.*; Floquet, 1991; Alonso *et al.*, 1993) durante el Cretácico Superior, si bien en un contexto global, éste evolucionó a situaciones más áridas y frías en el intervalo Campaniense-Maastrichtiense (Huber, 1998). Estas condiciones paleoclimáticas favorecieron la proliferación de formas de vida (especialmente comunidades bentónicas) en los áreas pericontinentales del Tethys y con ello, a un gran desarrollo de las plataformas carbonatadas.

4.2.3 La Plataforma del Turoniense Superior

El basculamiento de la Placa Ibérica hacia el NO, que se desarrolla a finales del Cenomaniense, debido al proceso de *rifting* que da lugar a la apertura del Golfo de Vizcaya, junto con la caída eustática global acontecida durante el Turoniense Medio (Haq *et al.*, 1988; Robaszynski *et al.* 1990; Handerbol *et al.*, 1998), provoca la desconexión de los dominios atlántico y tethysiano a través de la Cuenca Ibérica, quedando ésta conectada al primero de ellos a través del margen cantábrico.

El subsiguiente ascenso eustático durante el Turoniense Superior generó a un estrecho brazo de mar, que penetró desde el Atlántico e

inundó amplias áreas de la Cuenca Ibérica, alcanzando sus sectores centrales y meridionales (Serranía de Cuenca), sin llegar a conectar con el margen tethysiano (Fig. 4.3). La existencia de este mar interior somero, unida a las condiciones paleoclimáticas cálidas y húmedas que para el Turoniense, disfrutaba la Microplaca Ibérica, permitió el desarrollo de una plataforma carbonatada plana, con una pendiente deposicional muy baja y uniforme (sin barreras sedimentarias significativas, ni rupturas de pendiente); estas características son comunes al resto de plataformas del Cretácico Superior de la Cuenca Ibérica (Alonso *et al.*, 1993). El mantenimiento de una baja pendiente deposicional requiere de una tasa de producción de carbonatos uniforme a lo largo de toda la plataforma y/o de sedimentos de grano fino que puedan ser redistribuidos fácilmente por corrientes de flujo de bajo régimen energético, desde áreas proximales productoras a áreas más distales (Pomar, 2001).

La plataforma estaba abierta hacia el Atlántico (Cuenca de Mena y Surco Vasco), prolongándose hacia el SE en forma de cuña por solapamiento costero sobre depósitos carbonatados más extensivos de episodios sedimentarios previos (Segura *et al.*, 1996). Esta configuración paleogeográfica determina la distribución de facies en la plataforma, con depósitos carbonatados de plataforma interna distal en sectores próximos al margen cántabro (Cordillera Ibérica Septentrional), que pasan al SE a dolomías (Cordillera Ibérica Central) con depósitos terrígenos adosados al margen del Macizo Hespérico (Sistema Central) y, a margas verdes litorales y depósitos palustres y edáficos en la Cordillera Ibérica meridional (Giménez, 1987; Segura *et al.*, *op. cit.*).

Si exceptuamos el dominio interno carbonatado del sector septentrional de la Cuenca Ibérica, en el resto el carácter somero de los ambientes deposicionales dió lugar a un registro sedimentario bastante incompleto, con numerosas interrupciones sedimentarias (discontinuidades estratigráficas) que condicionaron una diagénesis precoz muy intensa y con ello, una elevada proporción de dolomías.

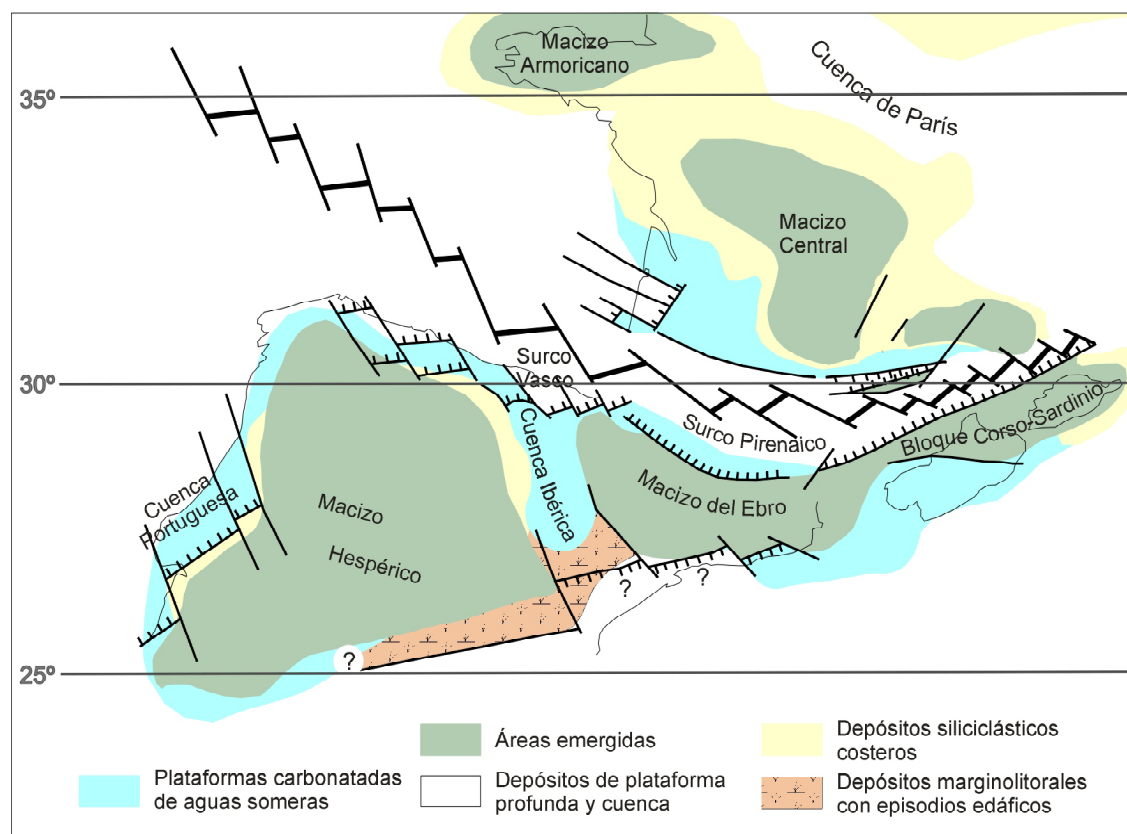


Figura 4.3. Paleogeografía de la Microplaca Ibérica durante el Turoniense Superior. Elaborado a partir de datos propios y de Dercourt *et al.* (2000), Floquet & Hennuy (2001), Giménez (1987) y Martín-Chivelet (1995).

4.3 El Turoniense en el resto de Cuenas Ibéricas

En la Cuenca Bética, El Cretácico aparece bien representado en facies de plataforma semejantes a las de la Cuenca Ibérica en el Dominio Prebético; en el resto de los dominios (Subbético, Zonas internas, Campo de Gibraltar), la sedimentación es característica de ambientes pelágicos de cuenca profunda, con presencia de turbiditas, radiolarios, foraminíferos planctónicos, lavas almohadilladas, desarrollo de capas rojas (Vera & Molina, 1999), etc., que recuerdan a otros cinturones orogénicos alpinos (Alpes, Apeninos).

Los movimientos tectónicos del Cenomaniense Medio-Superior, relacionados con el basculamiento general de la Microplaca Ibérica hacia el NO condujeron a una somerización progresiva en el Prebético Externo (Martín-Chivelet, 1990), solidaria con la de la Cordillera Ibérica Meridional (Martín-Chivelet & Giménez, 1993), así como una profundización

generalizada en el Prebético Interno. De ésta forma, mientras que en éste último los depósitos turonienses están formados por facies marinas de plataforma abierta (Baena & Jerez, 1982); en el Prebético Externo, incluyendo el Dominio de Albacete, el Turoniense se presenta en facies litorales y supramareales con rasgos edáficos (Martín-Chivelet & Giménez, 1993; Martín-Chivelet, 1995) similares a las definidas en la Ibérica Meridional (Fm. Alarcón; Vilas *et al.*, 1982).

En el Surco Pirenaico, El Turoniense se engloba dentro de un amplio periodo (Cenomaniense Medio-Santonense Medio) de estabilidad tectónica que favoreció el desarrollo de plataformas carbonatadas en áreas someras y neríticas (Simó, 1986) y de facies pelágicas en zonas profundas de cuenca. Por encima del evento anóxico del límite Cenomaniense-Turoniense (Caus *et al.*, 1997), que supuso la desaparición de la mayor parte de los organismos productores de carbonatos en áreas de plataforma (inhibiendo el desarrollo de éstas últimas), la

sedimentación carbonatada se reanuda en áreas neríticas durante el Turoniense Medio y Superior debido a la proliferación de una nueva comunidad de organismos bentónicos que contribuyeron al desarrollo de la plataforma (Ej. Fm. Calizas de la Pardina; Caus *et al.*, 1993) en la zona Surpirenaica, cuyo espesor disminuye progresivamente hacia el E y SE; en zonas de cuenca profunda (Zona Axial y Norpirenaica) la sedimentación pelágica no cesó, dando lugar a potentes sucesiones turbidíticas (Ej. Flysch gris; Bilotte, 1985).

La Cuenca Vasco-cantábrica constituye la prolongación hacia el O del Surco Pirenaico, desarrollándose sobre el Golfo de Vizcaya y las áreas septentrionales de la Microplaca Ibérica. Ambas son el resultado de la apertura del Golfo de Vizcaya durante la fase de rifting que tiene lugar durante el Jurásico terminal y el Cretácico Inferior, separando la Placa Ibérica y la Europea. Durante el Cretácico Superior, la Cuenca Vasco-cantábrica presenta dos grandes dominios paleogeográficos: el *Surco Vasco*, situado al NE en la zona central de la cuenca (enlazando al E con la Zona de Falla Norpirenaica), caracterizándose por depósitos pelágicos y turbidíticos; y, el *Margen septentrional de la Cuenca Ibérica* situa-

do al SO del anterior, que está representado por sedimentos de plataforma carbonatada abierta hacia el N. Entre ambos, se sitúa la *Cuenca de Mena* o Rampa Navarro-Cántabra (Floquet, 1991), que representa las zonas más externas de la plataforma (margen continental y talud) fuertemente subsidentes, donde se concentran los mayores depocentros.

En el dominio del Margen Septentrional Ibérico, el Turoniense está representado por sucesiones margosas con ammonites (Fms. Hornillalatorre; Picofrontes); sucesiones mixtas terrígeno-carbonatadas (Fm. Revilla de Pomar) y por calizas bien estratificadas en la parte superior (Fms. Muñecas, Villaescusa de las Torres y Cueva) que progradan hacia las zonas externas de la plataforma mostrando una tendencia regresiva (Floquet, 1998); en la Cuenca de Mena, está representado por una sucesión de margas y calizas con globotruncánidos e inocerámidos (Fm. Valle de Mena; Amiot, 1982), que llega a alcanzar un espesor de 1.300 m, dando paso en el Surco Vasco (al NE) a facies calcáreas turbidíticas y pelágicas con niveles cineríticos y volcanoclásticos de la parte intermedia de la Fm. Plencia (Castañares *et al.*, 1997).

CAPÍTULO 5

Marco metodológico

5.1 Concepto de "Ciclicidad" en el registro sedimentario

5.2 La Estratigrafía Secuencial

5.2.1 Conceptos y términos

5.2.2 Génesis de las Secuencias deposicionales

5.2.3 Precisiones del modelo estratigráfico secuencial

5.2.4 Terminología empleada

5.3 Cicloestratigrafía

5.3.1 Teoría orbital y paleoclimática de Milankovitch

5.1. Concepto de "Ciclicidad" en el registro sedimentario

El objetivo básico de la Estratigrafía es el estudio de los materiales sedimentarios de la corteza terrestre y de la organización y clasificación del registro sedimentario que aquéllos definen, mediante el establecimiento de unidades estratigráficas variadas, atendiendo a criterios litológicos, sedimentológicos, de contenido fosilífero o de significado temporal. Un tipo especial de unidades estratigráficas son las "*Unidades genéticas*", cuyo concepto fue planteado formalmente por Sloss *et al.* (1949) al hablar de las "*Secuencias Estratigráficas*" como el conjunto de materiales rocosos que representan episodios concretos en la evolución de las cuencas sedimentarias. Se trata de unidades con un significado evolutivo particular, que pueden repetirse en el Registro Estratigráfico por la reincidencia en el tiempo de tales episodios o procesos deposicionales.

El carácter repetitivo de muchos procesos sedimentarios es un concepto ampliamente asumido en el campo de la estratigrafía, pues fácilmente podemos comprobar como a lo largo del Fanerozoico (y probablemente también en buena parte del Proterozoico), los medios sedimentarios han tenido un comportamiento similar al de nuestros días, repitiéndose en el tiempo. Ya en los años 30, Brinkman (1932) habla con un significado temporal, de "*ciclos sedimentarios inducidos y autónomos*", en función de si estaban influenciados o no por factores externos a la propia dinámica sedimentaria. Con posterioridad, Beervorder (1964) introdujo con un significado material los conceptos de "*autociclo*" y "*alociclo*", pero en este caso para hacer referencia al conjunto de materiales sedimentarios fruto de un evento deposicional provocado por factores internos o externos a los propios sistemas deposicionales.

El término "*autociclo*" ha ido evolucionando hasta nuestros días, abandonando su primera acepción material y siguiendo dos caminos diferentes: por un lado hace referencia a la naturaleza externa o interna a los sistemas sedimentarios del conjunto de factores que provocan el impulso deposicional (Vera *et al.*, 1989; Vera, 1994); y por otro, adquiere un significado

temporal, aplicándose para todos aquellos procesos sedimentarios que se repiten en el tiempo, sin entrar a valorar como es esa repetición (Schwarzacher, 2000).

Sin embargo, la repetición de los eventos sedimentarios puede ser "*estocástica*", es decir, cuando no podemos establecer leyes de comportamiento al carecer de toda regularidad o periodicidad (Ej. Fenómenos de avulsión en medios fluviales); o puede ser "*cíclica*", cuando se repiten regularmente en el tiempo según un periodo de recurrencia o frecuencia de repetición determinados, dando lugar a estratos o conjuntos de estratos relacionados temporalmente. Los eventos cíclicos son para Schwarzacher (*op. cit.*) el resultado de sistemas sedimentarios dinámicos y oscilantes. Este autor explica dichos sistemas con el ejemplo del movimiento de un péndulo ideal en el que no existe fricción ni por tanto, pérdida de energía (Fig. 5.1). El movimiento del péndulo sigue una trayectoria constante, denominada *atractor*, que se repite periódicamente en el tiempo. En la realidad, los sistemas oscilantes implican un desplazamiento de masas (péndulo) y necesitan un aporte de energía al sistema, ya que siempre existe algo de fricción.

Las variaciones del nivel del mar (eustasia), que generan ciclicidad en el registro sedimentario y son debidas a factores climáticos globales, se basan en los mismos principios; son generadas por sistemas dinámicos oscilantes en los que la masa es el volumen de agua de mares y océanos, el *atractor* es la curva de variación del nivel del mar y el aporte de energía al sistema es la solar, causa de los procesos climáticos comentados que tienen lugar sobre la superficie del planeta.

Aunque, como se ha visto, el concepto de ciclicidad en el registro sedimentario es una idea longeva, no es hasta la segunda mitad de los años 70 cuando empieza a tomar cuerpo con el empuje que experimentan la *estratigrafía sísmica* (Mitchum *et al.*, 1977), y posteriormente la *estratigrafía secuencial* (Vail *et al.*, 1987). En ambos casos, se parte de una moderna concepción del registro sedimentario: las variaciones relativas del nivel del mar a lo largo de al menos los últimos 255 Ma han quedado reflejadas en el

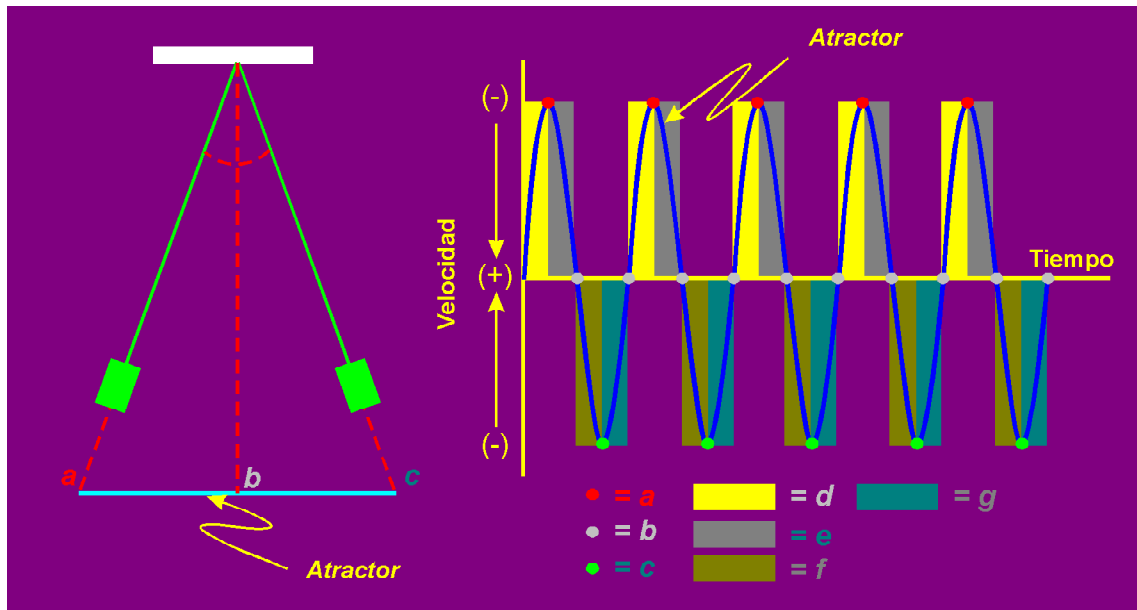


Figura 5.1. Movimiento de un péndulo ideal en el que no existe pérdida de energía como ejemplo de un sistema dinámico oscilante. (a) y (c) Puntos de inflexión en el atractor del péndulo; (b) punto de máxima velocidad en el desplazamiento del péndulo; (d) etapa de descenso de velocidad hacia "a"; (e) etapa de incremento de velocidad hacia "c"; (f) etapa de descenso de velocidad hacia "c"; (g) etapa de incremento de velocidad hacia "a".

registro sedimentario de puntos muy distantes del planeta mediante cuerpos de roca relacionados genéticamente y limitados por discontinuidades sedimentarias. Esto permite subdividir y organizar las sucesiones sedimentarias mediante el establecimiento de unidades estratigráficas genéticas (secuencias deposicionales), con un significado temporal, convirtiéndose en una importante herramienta de análisis estratigráfico, que presenta una capacidad de resolución mayor a la de los métodos estratigráficos clásicos y supone una nueva forma de concebir el registro estratigráfico.

5.2 La Estratigrafía Secuencial

5.2.1 Conceptos y términos

La estratigrafía secuencial se desarrolla a partir de los conceptos de la estratigrafía sísmica, en la que partiendo del análisis de reflexiones sísmicas se reconstruye la arquitectura estratigráfica de márgenes continentales pasivos

mediante el establecimiento de un nuevo tipo de unidades estratigráficas. Es un método de análisis estratigráfico que pretende la diferenciación de volúmenes de materiales (estratos y conjuntos de estratos) genéticamente relacionados dentro del relleno sedimentario de una cuenca, al ser depositados durante un mismo evento sedimentario. Estos conjuntos de estratos están separados por superficies estratigráficas de referencia reconocibles en toda la cuenca, que son resultado de eventos no-deposicionales (interrupciones sedimentarias), reflejando cambios en las condiciones del medio sedimentario. Los cuerpos de roca así definidos se denominan "*Unidades Genéticas*" (Vail *et al.*, 1987) y son muy similares al concepto de "*Secuencias Depositionales*"¹ de Mitchum *et al.* (1977): parte de una sucesión estratigráfica relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados, cuyo techo y muro son discontinuidades o continuidades correlativas (paraconformidades) hacia el interior de la cuenca. Son la expresión material de fenómenos tectónicos, eustáticos y climáticos globales y también de carácter local o regional.

¹ término empleado en lo sucesivo.

En un principio, la estratigrafía sísmica estableció tres rangos de secuencias deposicionales (1º, 2º, y 3º orden; Vail et al., 1977), cuyo número se incrementó posteriormente a seis órdenes de secuencias (Fig. 5.2), una vez que la estratigrafía secuencial comenzó a aplicarse en afloramientos; estos seis tipos de secuencias están jerarquizados en función de la duración temporal de los ciclos estratigráficos que representan (Vail et al., 1991): 1) *Secuencias de 1º Orden o Megasecuencias*, equivalentes a ciclos deposicionales de duración superior a 50 Ma, de origen tectono-eustático global relacionado con la fragmentación a gran escala de la litosfera continental y la inundación de áreas emergidas (Vera, 1994); 2) *Secuencias de 2º Orden*, equivalentes a ciclos de 2-50 Ma, de origen igualmente tectono-eustático, relacionados con cambios en la tasa de subsidencia, que originan grandes episodios transgresivo-regresivos; 3) *Secuencias de 3º Orden o Secuencias Depositionales s.s.*, equivalentes a ciclos de 0,5-3 Ma, cuyo origen eustático global debido a factores tectónicos (Cloetingh, 1988; Miall, 1990) y/o glacioeustáticos (Vail et al., 1991; Dewey & Pitman, 1998) son discutidos; 4) *Secuencias de 4º Orden o Conjunto de Parasecuencias*, equivalentes a ciclos de 100-500 Ka de origen glacioeustático; 5) *Secuencias de 5º Orden o Parasecuencias*, equivalentes a ciclos de duración inferior a 100 Ka de origen igualmente glacioeustático; y 6) *Secuencias de 6º Orden*, de duración inferior también a 100 Ka, que pueden corresponder a *secuencias sedimentarias elementales* de naturaleza autocíclica. Las secuencias de 4º, 5º y 6º orden se interpretan como resultado de fluctuaciones del nivel del mar provocados por cambios climáticos globales dentro de la banda de frecuencias de Milankovitch (Schwarzacher, 1993, 2000). Así mismo, se han correlacionado secuencias de 3º orden con ciclos orbitales de excentricidad (400 Ka), si bien en este caso, su origen es el resultado de la combinación de factores tectónicos (que determinan su distribución espacio-temporal) y paleoclimáticos (Strasser et al., 2000).

La base de la Estratigrafía secuencial ha sido el reconocimiento de las secuencias de 3º orden (Mitchum et al., 1977). Estas secuencias se han dividido tradicionalmente en *Cortejos sedimentarios* (Van Wagoner et al., 1988), ha-

ciendo referencia al conjunto de materiales sedimentarios formados bajo unas mismas condiciones del nivel del mar. En un primer momento, se reconocieron tres tipos de cortejos diferentes (Van Wagoner et al., op. cit.):

- *Cortejo de Bajo Nivel del Mar (Lowstand System Tract; LST)*. Está representado por sistemas deposicionales regresivos durante una etapa de nivel del mar bajo, que progradan hacia áreas de cuenca interna con superficies de *downlap* basal y dispositivos de relleno progradacionales.
- *Cortejo Transgresivo (Transgressive System Tract; TST)*. Generado durante la etapa de ascenso eustático, está representado por sistemas deposicionales retrogradantes hacia el margen costero de la cuenca, mostrando superficies de *onlap* costero en la base y patrones de apilamiento sedimentario estratodecrecientes, retrogradantes (en sintonía con los sistemas deposicionales) y/o agradantes, puesto que en general, el espacio de acomodación va a ser mayor que el aporte sedimentario.
- *Cortejo de Alto Nivel del Mar (Highstand System Tract; HST)*. Desarrollado durante la etapa de nivel del mar alto; los sistemas deposicionales se estabilizan mostrando patrones de apilamiento estratodecrecientes, agradacionales y progradacionales. El exceso inicial de espacio de acomodación favorece una mayor continuidad de los procesos sedimentarios y ello origina amalgamamiento de estratos y secuencias de depósito menores.

Posteriormente Posamentier et al. (1992), definen una etapa adicional de regresión forzada como la traslación hacia la cuenca de la línea de costa durante la caída eustática, siendo independiente de un exceso de aporte de sedimentos. Así mismo, Hunt & Tucker (1992) dan expresión material a esta última etapa eustática, definiendo entre el HST y el límite superior de la secuencia de 3º orden, un *Forced Regressive Wedge System Tract (FRWST)*, generado por parasecuencias aisladas de 4º y 5º orden, que descienden desde la parte alta del talud de la

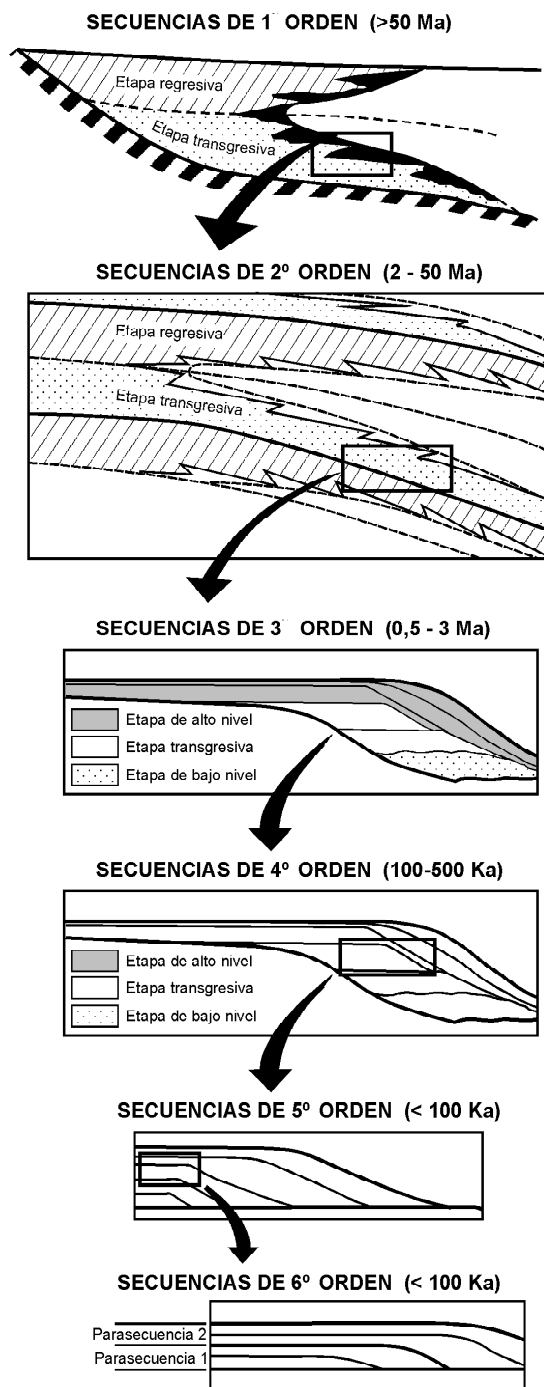


Figura 5.2. Jerarquía de las secuencias deposicionales. Elaborado a partir de Vera (1994).

plataforma hacia el fondo de cuenca, definiendo un dispositivo progradante. Por lo tanto, a los cortejos anteriores, se puede añadir un cortejo adicional:

- *Cortejo de regresión forzada (Forced Regressive System Tract; FRST)*. Formado durante la etapa eustática regresiva que marca el final de la secuencia; en este contexto, la tasa de aporte sedimentario tiende a superar la de acomodación, debiendo el sistema redistribuir el exceso de sedimentos hacia áreas externas adyacentes. Se desarrollan sistemas deposicionales progradantes que marcan una tendencia regresiva acusada, con patrones de apilamiento estratodecrecientes y dispositivos progradacionales.

Los límites de estos cortejos sedimentarios están representados por superficies estratigráficas de referencia reconocibles a escala de afloramiento: Límite Inferior de la Secuencia (*Lower Sequence boundary; LSB*); Superficie Transgresiva (*Transgressive Surface; TS*); Superficie de Máxima Inundación Marina (*Maximum Flooding Surface; MFS*); Superficie de biselamiento basal (*Downlap Surface; DLS*); y, Límite Superior de la Secuencia (*Upper Sequence Boundary; USB*). La génesis de todas estas superficies de referencia se comentan detalladamente en el apartado 5.2.2.

Recientemente, se ha individualizado un nuevo cortejo sedimentario, reconocible en zonas de plataforma externa y cuenca; está representado por una sección condensada (*condensed section system tract, CSST*; Carter *et al.*, 1998), generalmente de naturaleza margo-calcárea y alto contenido en fósiles, señalando por un lado, un desfase entre la superficie de inundación local (*Local Flooding Surface; LFS*) y la superficie de biselamiento basal (*Downlap Surface; DLS*)² y, por otro, la diferencia entre la LFS y el horizonte de máxima inundación (*Maximum Flooding Horizon; MFH = MFS*); éste CSST es correlacionable con la sección condensada que Van Wagoner *et al.* (1988) reconocen entre el TST y HST e interpretan como MFS. No obstan-

² considerada de forma pragmática en estratigrafía sísmica, como la superficie que limita el TST y el HST (Van Wagoner *et al.*, 1988).

te, los niveles de condensación sedimentaria no deben ser utilizados como criterio diagnóstico de MFS, ya que no son exclusivas de éstas (Kitamura, 1998), pudiendo aparecer asociadas también a las TS y en la parte final de los HST (Gräfe, 1994). Hacia zonas de plataforma interna y borde de cuenca, el CSST desaparece, dando paso a una superficie o nivel estratigráfico de referencia de reducido espesor (MFS), razón por la cual, no se va a considerar en este trabajo.

Por el contrario, otros autores simplifican el número de cortejos sedimentarios, definiendo un Cortejo Transgresivo (TST) y un Cortejo Regresivo (RST; Catuneanu *et al.*, 1998) separados por la MFS; dentro del RST distinguen una parte inferior de regresión normal (HST s.s.) y otra de regresión forzada (FRST), englobando a techo el LST del siguiente episodio deposicional y con ello, el límite superior de la secuencia (USB).

Por último, en zonas de plataforma se puede desarrollar un cortejo diferente a los ya descritos: *Cuña de Margen de Plataforma (Shelf Margin Wedge; SMW)*; se trata de un cortejo sedimentario de bajo nivel del mar, semejante al LST, pero que se desarrolla en áreas de plataforma; está formado por un prisma sedimentario con superficies de biselamiento basal (*downlap*) y clinoformas progradantes típicas, desarrollado sobre el límite inferior (LSB) de la secuencia.

El carácter alocíclico de la mayor parte de las secuencias deposicionales convierte a la estratigrafía secuencial en un preciso método de análisis estratigráfico que permite, en un siguiente paso, el desarrollo de una escala cronoestratigráfica global basada en la datación de las discontinuidades de origen eustático, que limitan las secuencias deposicionales (Vail *et al. op. cit.*). La datación de éstas superficies, temporalmente isócronas, se realiza mediante criterios bioestratigráficos, magnetoestratigráficos y radiométricos, permitiendo: elaborar cartas cronoestratigráficas de variaciones eustáticas en las que se muestra la curva de cambios relativos del nivel del mar por solapamientos costeros (*onlaps*); y, organizar el registro sedimentario de los márgenes pasivos continentales mesozoicos

y cenozoicos en secuencias deposicionales de diferente rango, precisando la edad de las mismas. De entre ellas, destacan para el presente trabajo: la Carta Global de Ciclos Eustáticos de Haq *et al.* (1988); la Carta de Robaszynski *et al.* (1990, 1993) para el Cenomaniense-Turonense de la plataforma tunecina; la Carta de Gräfe (1994) para la Cuenca Vasco-cantábrica; y la Carta Cronoestratigráfica Secuencial para las plataformas meso-cenozoicas europeas de Handerbol *et al.* (1998).

5.2.2 Génesis de las Secuencias Depositionales

Las oscilaciones del nivel del mar generan variaciones en el espacio de acomodación de la cuenca y una serie de procesos sedimentarios que pueden ser reconocidos por la presencia de sedimentos o de superficies de discontinuidad, en función de la relación existente entre el aporte de sedimentos y el espacio para acomodarlos. Un ascenso del nivel del mar genera un espacio de acomodación que tiende a ser rellenado con sedimentos de diferentes sistemas deposicionales, permitiendo el desarrollo de la secuencia deposicional. Por el contrario, una caída eustática produce una interrupción sedimentaria que queda reflejada de forma instantánea a escala geológica, mediante una discontinuidad estratigráfica de tipo diferente en función de la magnitud de la caída.

Se han establecido dos clases de discontinuidades que permiten subdividir, a su vez, las secuencias deposicionales en función del tipo de discontinuidad sobre la que se desarrollan (Vail *et al.*, 1984; Van Wagoner *et al.*, 1988): a) las discontinuidades o *límites de secuencia de tipo-I* están relacionadas con grandes descensos del nivel del mar, que originan la emersión de toda la plataforma sedimentaria³, de manera que, a pie de talud (cuenca interna) y sobre dicha discontinuidad, se puede desarrollar un prisma sedimentario de bajo nivel del mar (LST), asimilable desde un punto de vista genético al siguiente episodio eustático; durante el posterior ascenso del nivel del mar se desarrollan dispositivos retrogradantes en áreas de

³ o gran parte de ella, si presenta un gradiente elevado.

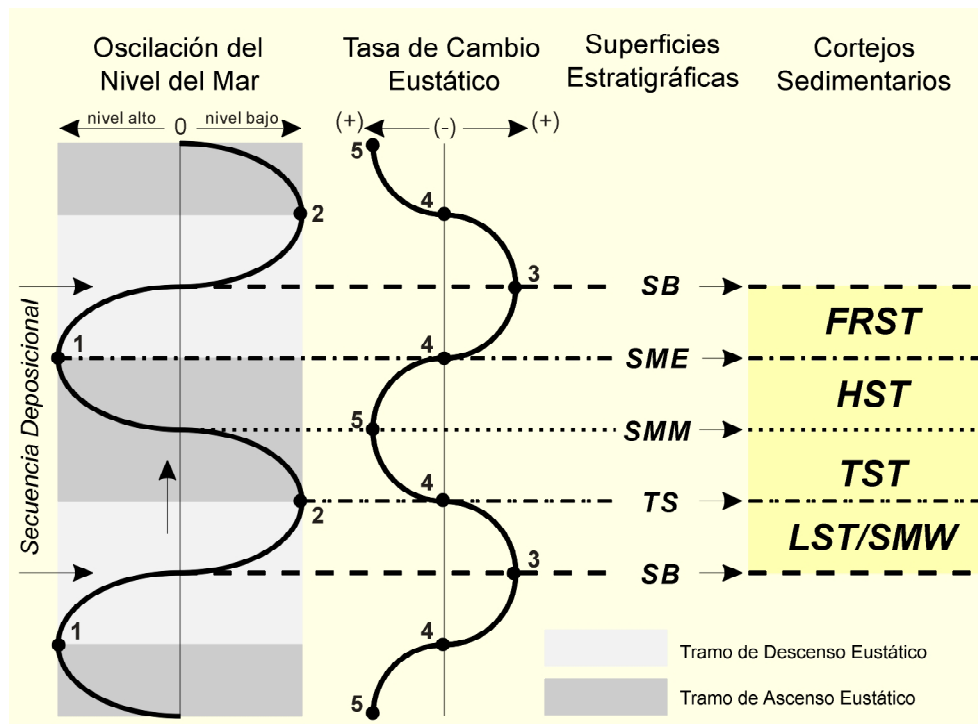


Figura 5.3. Esquema de las diferentes etapas en la génesis de una secuencia deposicional durante un ciclo eustático completo, admitiendo una tasa de aporte sedimentario y de subsidencia constantes. (1) Máximo Eustático; (2) Mínimo Eustático; (3) Máxima Tasa de Descenso Eustático; (4) Mínima Tasa de Cambio Eustático; (5) Máxima Tasa de Ascenso Eustático; (SB) Discontinuidad Estratigráfica que señala un Límite de Secuencia; (TS) Superficie Transgresiva; (SMM) Superficie de Máxima Marinidad; (SME) Superficie de Máxima Extensividad; (FRST) Cortejo Sedimentario de Regresión Forzada; (HST) Cortejo Sedimentario de Alto nivel del Mar; (TST) Cortejo Sedimentario Transgresivo; (LST) Cortejo Sedimentario de Bajo Nivel del Mar; (SMW) Cuña de Margen de Plataforma.

plataforma, mostrando importantes relaciones de *onlap* basal sobre la superficie de discontinuidad; b) las discontinuidades o *límites de secuencia de tipo-II* están relacionadas con descensos menores del nivel del mar y provocan la emersión parcial de la plataforma; representado una parada eventual en los procesos sedimentarios que conlleva el desarrollo de hard-grounds, procesos edáficos y superficies de carstificación (plataformas carbonatadas) en áreas someras emergidas, así como una cuña de bajo nivel del mar (SMW) en el margen de la plataforma. En ambos casos existe además una traslación de los cinturones de facies hacia áreas más marinas, lo que en el registro sedimentario queda puesto de manifiesto por bruscos cambios de facies en la vertical.

No obstante, la tectónica local es un factor de distorsión que puede transformar las discontinuidades de Tipo II en Tipo I, de forma que, relaciones internas de *onlap* y *toplap* pue-

den ser resultado de movimientos tectónicos (Ej. basculamientos) y no tanto de la respuesta de los medios deposicionales a las fluctuaciones del nivel del mar. Esto es especialmente importante en cuencas de antepaís (Luterbacher *et al.*, 1991), otras cuencas intracontinentales y márgenes costeros, donde pequeños movimientos tectónicos, compactación sedimentaria, subsidencia térmica, etc., asociados a la mayor abundancia e importancia de los episodios de interrupción sedimentaria generan dichas relaciones.

Independientemente de su frecuencia o rango, las variaciones del nivel del mar pueden representarse a partir de una curva senoide ideal (Fig. 5.3), en la que se suceden alternativamente episodios del nivel del mar bajo y alto, respecto a un eje de referencia que representa una tasa de subsidencia constante. En la *curva de variación eustática* se reconocen tramos as-

cendentes y tramos descendentes separados por picos de máximo y mínimo eustático, que representan respectivamente el final de un ascenso y el comienzo del descenso, y viceversa. La intersección de la curva con el eje de referencia en una posición intermedia dentro de cada tramo define un punto de inflexión que marca un cambio en la tasa de ascenso o descenso del tramo considerado: a partir de un mínimo eustático, se inicia un tramo de ascenso del nivel del mar, cuyo valor irá aumentando (mayor pendiente de la curva) hasta el punto de inflexión, para a continuación disminuir de manera progresiva (pendiente más suave), alcanzando un valor cero en el máximo eustático; sobrepasado éste, comienza el tramo de descenso en el que el valor de la caída eustática se incrementa progresivamente hasta el nuevo punto de inflexión, a partir del cual va disminuyendo hasta hacerse igual a cero en el mínimo eustático correspondiente. Si representamos gráficamente estos conceptos obtenemos una segunda *curva de tasa de cambio eustático* (Posamentier *et al.*, 1988), en la que el valor cero coincide con los picos de máximo y mínimo eustático de la curva anterior, en tanto que los valores de máxima y mínima tasa de cambio coinciden con los puntos de inflexión de los tramos de ascenso y descenso respectivamente.

Estos elementos conceptuales permiten explicar la génesis de las secuencias deposicionales, pues todos ellos quedan representados materialmente en el registro mediante sedimentos y superficies estratigráficas de referencia. Suponiendo una ausencia de actividad tectónica y una tasa de subsidencia y de aportes sedimentarios constantes, un descenso del nivel del mar genera una discontinuidad estratigráfica (SB), que será de tipo I ó tipo II en función de la magnitud de la caída. En general, esta discontinuidad tiende a coincidir con el punto de inflexión de la curva de descenso, pues éste representa el momento de mayor intensidad de la caída, y por tanto, aquel en el que la tasa de descenso tiende a igualar o incluso superar a la de subsidencia, produciendo en un caso la inhibición de los procesos deposicionales (interrupción sedimentaria) debido a unas condiciones de somerización extremas y, en otro, la

emersión parcial o total de la plataforma, que puede ir acompañada de procesos erosivos en áreas someras.

Por debajo del punto de inflexión, la tasa de descenso disminuye y con ello, el espacio de acomodación empieza a aumentar debido al efecto constante de la subsidencia. Incluso si el descenso es importante (tipo I), se suele depositar un prisma sedimentario (LST) en posiciones de cuenca interna, o bien, una cuña de margen de plataforma (SMW) en áreas externas de ésta (tipo II), aun cuando nos encontremos en una *etapa eustática de nivel del mar bajo*. Sobrepasado el mínimo eustático, se invierte el signo de la curva y el nivel del mar comienza a ascender, registrándose un salto brusco en la tasa de incremento del espacio de acomodación, debido a que al ascenso eustático que acaba de dar comienzo, se suma el efecto (en el mismo sentido) que ejerce la subsidencia. Ello genera una nueva superficie de referencia isócrona en toda la cuenca, denominada *Superficie Transgresiva (TS)* o *Superficie de Inundación Marina Mayor* (Van Wagoner *et al.*, 1988), pudiendo ser erosiva sobre los materiales infrayacentes hacia el margen costero, en cuyo caso se conoce como *Ravinement Surface (RS)* (Devine, 1991).

La TS se genera en el momento en el que el nivel del mar sobrepasa el mínimo eustático; marca el inicio de una *etapa eustática transgresiva* en la que por un lado, la tasa de ascenso eustático se incrementa de forma progresiva y con ella, el espacio de acomodación; y por otro, como consecuencia de lo anterior, se produce una retrogradación de los cinturones de facies hacia los márgenes de la cuenca. La tasa de ascenso eustático alcanza su valor máximo en el punto de inflexión de la curva de ascenso, momento en el cual se genera una tercera superficie estratigráfica de referencia, la *Superficie de Máxima Inundación (MFS)* (Van Wagoner *et al.*, *op. cit.*) o *Superficie de Máxima Marinidad*⁴ (SMM). Esta nueva superficie representa el momento de máxima inundación de la plataforma, o si se prefiere, de carácter más marino de todo el episodio eustático; queda materializada por una retrogradación máxima de los cinturones de facies. En zonas de cuenca y plataforma externa,

⁴ término empleado en este trabajo; ver 5.2.4.

suele coincidir con la formación de un nivel de condensación sedimentaria y fosilífero y fosilífera (consecuencia de las nuevas condiciones ambientales y de la migración de los medios sedimentarios, que influye decisivamente en la productividad de carbonatos), y con una ruptura sedimentaria en la evolución vertical de las facies en áreas de plataforma somera.

La SMM da paso a una nueva *etapa eustática de nivel del mar alto*, en la que la tasa de ascenso eustático comienza a disminuir de forma progresiva hasta hacerse igual a cero en el pico de máximo ascenso eustático, al tiempo que tiene lugar el relleno sedimentario del espacio de acomodación creado durante la anterior, que alcanzó su valor máximo en la base del mismo. El pico de máximo eustático representa un cuarto horizonte estratigráfico de referencia, la *Superficie de Biselamiento Basal (DLS)* o como denominaremos en este trabajo *Superficie de Máxima Extensividad (SME)*; refleja el momento del nivel del mar más alto de todo el episodio eustático, y por tanto, el de mayor extensión (inundación) sobre el borde costero de la plataforma; a partir del mismo, el nivel del mar se estabiliza y comienza a descender, iniciando una última *etapa eustática regresiva*, que culmina con la génesis de una nueva discontinuidad estratigráfica (SB) en el momento en que la tasa de descenso eustático es máxima (punto de inflexión de la curva de descenso), marcando el final de la secuencia deposicional y el comienzo de la siguiente.

Se trata de un modelo idealizado en el que sólo se han considerado las variaciones del nivel del mar. Si introducimos las otras dos variables que intervienen en el sistema –subsistencia y aporte sedimentario–, el modelo puede variar ligeramente, modificando los patrones de relleno y desplazando (adelantando) las diferentes superficies estratigráficas de referencia de los puntos de inflexión y cambio de la curva eustática (Homewood *et al.*, 1992). En cualquier caso, permite reconocer la existencia de cuatro etapas sedimentarias en la génesis de una secuencia deposicional, en las que los sistemas deposicionales, agentes responsables de los procesos sedimentarios, dependerán de la polaridad de la curva eustática y de su tasa de cambio. Estas etapas son asimilables a los cortejos

sedimentarios descritos en el apartado anterior, si bien en su definición formal (Van Wagoner *et al.*, *op. cit.*; Vera, 1994), éstos cortejos tienen un sentido más material, en el que se hace referencia explícita al conjunto de sistemas deposicionales contemporáneos formados bajo unas mismas condiciones del nivel del mar. De cualquier forma, se trata de subdivisiones internas de las secuencias deposicionales, con una expresión material en el registro sedimentario y un significado temporal y genético propio.

El LST se desarrolla durante la etapa eustática de nivel del mar bajo (Fig. 5.3), situándose entre la discontinuidad que marca el comienzo de la secuencia (LSB) y la superficie transgresiva (TS); el TST se genera durante la etapa eustática transgresiva, entre la TS y la SMM; el HST durante la etapa eustática de nivel del mar alto, acotada entre la SMM y la SME, en la cual la tasa de incremento eustático disminuye de forma gradual, lo que unido al relleno sedimentario provoca la pérdida progresiva del espacio de acomodación, generándose dispositivos de relleno estratodecrecientes y agradacionales; sólo si la tasa de aporte sedimentario supera a la de acomodación, tendrá lugar la progradación de sedimentos y sistemas deposicionales; por último, el FRST se desarrolla durante la etapa eustática regresiva final, localizada entre la SME y la discontinuidad de techo de la secuencia (USB); corresponde a un episodio en el que, sobrepasado el punto de máximo ascenso eustático, el nivel del mar comienza a descender, acelerando la pérdida de espacio de acomodación.

Este modelo, establecido para explicar la génesis de secuencias deposicionales de 3^{er} orden, es válido así mismo, para secuencias de menor rango. Los conjuntos de parasecuencias (4^o orden) y parasecuencias (5^o orden) descritos en este trabajo, no están limitados por superficies de inundación marina (*marine flooding surface; mfs*) o superficies transgresivas (TS) como las parasecuencias estándar (Van Wagoner *et al.*, 1988); en lugar de ello, son parasecuencias limitadas por discontinuidades estratigráficas (también llamadas parasecuencias simples por Vail *et al.*, 1991), consideradas como el mejor esquema de trabajo descriptivo (Walker, 1990). Dentro de ellas, es posible reconocer las

mismas etapas evolutivas de un episodio eustático, aunque de menor rango, estando formadas por cortejos sedimentarios similares a los descritos anteriormente.

El modelo genético deriva de aquellos desarrollados a partir de la estratigrafía sísmica (Mitchum *et al.*, 1977; Haq *et al.*, 1987; Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991; etc.), especialmente a la hora de explicar el origen de las secuencias deposicionales a partir de cortejos sedimentarios, en su doble significado temporal y material. No obstante, difiere de aquéllos en el número de cortejos fundamentales y superficies estratigráficas de referencia consideradas; inicialmente la menor capacidad de resolución de la estratigrafía sísmica no permitía distinguir entre la MFS (SMM) y la DLS (SME), interpretándose como una única superficie que separaba un TST de un HST (diferente en parte al aquí definido); este HST estaba formado por dispositivos de relleno con clinoformas progradantes y relaciones geométricas de *downlap*, que son más propias de un FRST. El que en estratigrafía sísmica no quepa tal distinción, no quiere decir que sendas superficies estratigráficas (SMM y SME) no existan, ni que tengan un significado genético muy diferente (Carter *et al.*, 1998) y, puedan ser identificadas al incrementar la capacidad de observación (Estratigrafía Secuencial de Alta Resolución; ESAR) o cambiar de tipo de cuenca.

5.2.3 Precisiones del modelo estratigráfico secuencial

Las plataformas carbonatadas cretácicas desarrolladas en el Surco Ibérico son sustancialmente diferentes a las de margen continental pasivo sobre las que se definieron los primeros modelos de estratigrafía secuencial. La Cuenca Ibérica es un estrecho y somero surco intracontinental en forma de saco, inundado en repetidas ocasiones como consecuencia del continuado ascenso del nivel del mar que tuvo lugar a escala global durante el Cretácico Superior (Rat, 1982). En función del basculamiento de la Microplaca Ibérica, la entrada del mar tuvo lugar a través del margen tethysiano (SE) o atlántico (NO), existiendo en varias ocasiones comunicación plena entre ambos (ver Capítulo 4).

En concreto, la plataforma del Turoniense Superior está restringida por tres márgenes continentales (Macizo del Ebro, Macizo Hespérico y áreas emergidas meridionales del Surco Ibérico), con una comunicación más o menos estrecha al NO, a través de la Cuenca Vasco-Cantábrica. El área de estudio representa ambientes internos (*nearshore*) de una plataforma plana de escasa profundidad y pendiente muy uniforme y baja, con desarrollo de sistemas deposicionales terrígeno-costeros hacia el borde SO (Macizo Hespérico); debido a su carácter somero, es muy sensible a las oscilaciones del nivel del mar, lo que unido a la naturaleza mixta de los sedimentos, la convierten en la zona de la plataforma donde mejor se registran materialmente las discontinuidades estratigráficas que conforman los límites de las secuencias deposicionales de diferente rango.

En estas áreas, el límite inferior de la secuencia de 3^{er} orden, viene representado generalmente por la TS, a través de una discontinuidad estratigráfica de naturaleza variada: discordancia erosiva, disconformidad, encostramiento ferruginoso y cualquier otra superficie que refleje una interrupción sedimentaria. Hacia el interior de la cuenca, la TS se puede desarrollar sobre una SMW en el margen de plataforma, o bien, sobre un LST a pie de talud, en cuyo caso constituye una superficie de referencia interna de la secuencia deposicional, existiendo otra previa que define el límite inferior de la secuencia (USB).

La presencia de un cortejo sedimentario de bajo nivel del mar en áreas de plataforma o talud va a depender de la magnitud de la caída eustática. Si ésta es importante, la plataforma quedará emergida y se depositará un prisma sedimentario (LST), en áreas de cuenca profunda donde existe espacio de acomodación suficiente para ello. Si por el contrario, la caída eustática es de pequeña envergadura, o se realiza de forma lenta, de modo que la plataforma no llega a emerger completamente, la sedimentación disminuye pero puede no interrumpirse, depositándose una SMW en un contexto eustático de bajo nivel del mar similar al del LST, pero desarrollado en las zonas externas o internas más distales de la plataforma (Fig. 5.4).

La SMM (equivalente a la MFS) define el límite superior del cortejo anterior y da paso al

Por encima se desarrollará la SME (equivalente a DLS), interpretándose como el momento de máximo avance de la línea de costa hacia tierra, o si se prefiere, de máxima extensión de los dominios marinos sobre el margen costero

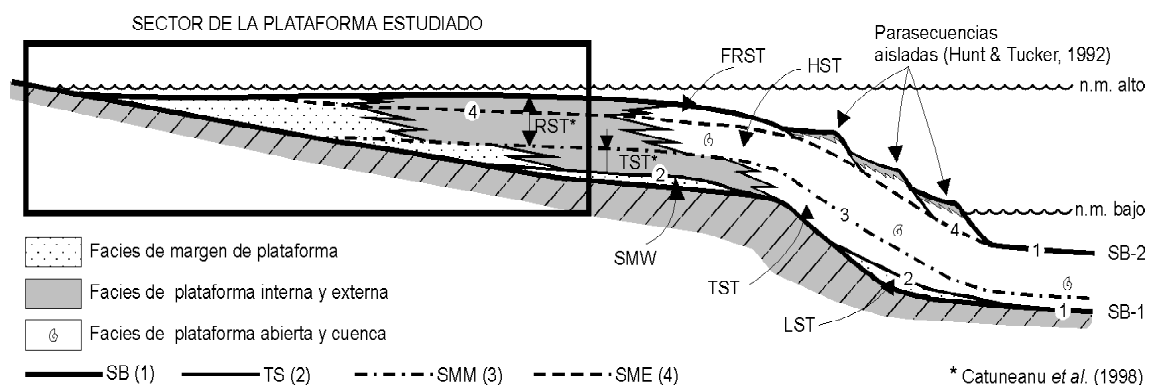


Figura 5.4. Arquitectura deposicional ideal de una secuencia de 3er orden a lo largo de una sección longitudinal de una plataforma carbonatada plana, de pendiente baja y uniforme, en la que se muestra la disposición de los cortejos sedimentarios y de las superficies estratigráficas que los limitan. Modelo elaborado a partir de los datos de esta memoria y de autores previos.

de la plataforma (Fig. 5.4). Representa la expresión material del pico de máximo ascenso eustático, a partir del cual, el nivel del mar empieza a descender; marca el final del HST y el comienzo del FRST, que muestra dispositivos de relleno progradacionales en un contexto regresivo. En la práctica, ambos cortejos son muy difíciles de diferenciar, debido a que la SME no queda materializada en el registro sedimentario de forma tan clara como las superficies estratigráficas anteriores (SMM, TS, SB); su reconocimiento se debe hacer con respecto al borde costero de la cuenca, lo cual en principio no debería ser muy problemático si no fuera porque en estos dominios los procesos erosivos pueden ser importantes (estructuras de *toplap*, *ravinement surfaces*, discordancias costeras).

Los HST están formados por depósitos exclusivamente carbonatados (salvo en el margen costero), destacando la ausencia de facies mixtas o terrígenas en la parte superior de los mismos que podrían ser indicativos de un FRST. La SME no queda materializada en la sucesión estratigráfica de forma tan clara como las superficies de referencia anteriores, de manera que en la evolución vertical de facies se observa una somerización continua hacia techo, sin cambios significativos, así como una progradación de los sistemas deposicionales, tendencias ambas que son comunes al HST y FRST. Por esta razón, en la práctica, diferenciaremos un HST en sentido amplio, siendo conocedores de que contiene un FRST en su parte superior. Ambos cortejos podrán ser diferenciables a través de la correlación entre los diferentes sectores de la plataforma estudiada.

El análisis estratigráfico secuencial de alta resolución debe permitir reconocer dentro de la secuencia de 3^{er} orden, una organización interna en secuencias deposicionales de menor rango (Ej. parasecuencias y conjuntos de parasecuencias), mostrando patrones de apilamiento sedimentario diferentes en función del cortejo sedimentario de 3^{er} orden en el que se encuadran; la SMW estará compuesta por conjuntos de secuencias menores con dispositivos progradacionales hacia el interior de la plataforma; en el TST los conjuntos de parasecuencias deben mostrar un espesor creciente a techo debido al incremento del espacio

de acomodación, con patrones agradacionales en zonas de plataforma interna y retrogradacionales sobre el margen costero; y, en el HST, los conjuntos de parasecuencias mostrarán los mayores espesores en la base, disminuyendo progresivamente hacia techo, reflejo de la disminución del espacio de acomodación; su dispositivo de relleno será agradacional, si bien en la parte alta del HST (FRST) puede pasar a ser progradacional.

Como se comentó en el apartado 5.2.2., las parasecuencias y conjuntos de parasecuencias se explican como resultado de variaciones eustáticas de menor rango, pudiéndose reconocer en ellas las mismas etapas evolutivas que caracterizan los episodios eustáticos de 3^{er} orden y por tanto, cortejos sedimentarios y superficies estratigráficas de referencia similares, alguna de las cuales pueden coincidir con las superficies de referencia que limitan los cortejos de orden menor (Ej. 3^{er} orden). Esto puede generar una superposición de cortejos de rango diferente, de manera que, un mismo conjunto de estratos representen al mismo tiempo dos cortejos sedimentarios de diferente signo (García-Hidalgo *et al.*, 1996).

5.2.4 Terminología empleada

La nomenclatura utilizada para el análisis secuencial es la establecida por Van Wagoner *et al.* (1988), Posamentier *et al.* (1988), Vail *et al.* (1991) y otros autores, cuyo uso hoy en día está ampliamente extendido en el campo de la estratigrafía. Para no complicar en exceso la nomenclatura con la definición de nuevos términos, se utilizarán las abreviaturas anglosajonas de los ya conocidos; tan sólo se redefine las Superficies de Máxima Inundación (MFS) y de Biselamiento Basal (DLS), que pasan a denominarse en este trabajo *Superficie de Máxima Marinidad (SMM)* y *Superficie de Máxima Extensividad (SME)*, respectivamente; el objetivo es doble: por un lado, diferenciar el horizonte de máxima marinidad del episodio eustático de 3^{er} orden (SMM) de las superficies de máxima inundación (mfs) de los conjuntos de parasecuencias internos; y por otro, diferenciar de forma clara la SMM de la SME dentro de la secuencia deposicional. La SMM representa el

nivel de carácter más marino o externo de los ambientes deposicionales y separa el cortejo transgresivo (TST) del de alto nivel del mar (HST). A escala de afloramiento, no se reconocen en dicho límite (SMM) relaciones de biselamiento basal (*downlap*). La SME describe el nivel de máxima expansión marina sobre el margen continental; dicho de otra forma, representa el momento de máximo avance o penetración de la línea de costa hacia tierra dentro de un episodio eustático completo. No es reconocible a escala de afloramiento, sino a través de la correlación de amplios sectores de la cuenca sedimentaria, especialmente los de margen costero; en nuestro caso, se localiza dentro del HST.

El intervalo estratigráfico estudiado corresponde a una secuencia deposicional de 3^{er} orden, que pasa a denominarse *Secuencia deposicional del Turoniense Superior (SD-1)*, independientemente del hecho de que, como ya se discutirá más adelante, el tramo superior de la misma pueda tener una edad Coniaciense Inferior. Los conjuntos de parasecuencias (4^o orden) contenidas en la secuencia anterior se definirán alfanuméricamente con caracteres en mayúsculas a los que se añade un dígito al de la secuencia que los contiene (SD-1.1, SD-1.2; SD-1.3 y SD-1.4; (Fig. 5.5). Así mismo, las parasecuencias de 5^o orden se definirán empleando caracteres en minúsculas y dos dígitos; el primero hará referencia al conjunto de

parasecuencias que los contiene y el segundo, a la posición que ocupan dentro de dicho conjunto (Ej. sd-1.1; sd-3.4). El mismo procedimiento se empleará para las parasecuencias de 6^o orden, añadiendo un tercer dígito (Ej. sd-1.1.1; sd-3.4.2). Los límites de secuencia (*sequence boundary*; SB) se definirán utilizando caracteres en mayúsculas o minúsculas en función de que la secuencia sobre la que se desarrollan sea de 4^o ó de 5^o y 6^o orden respectivamente, añadiendo el valor numérico de dicha secuencia. Cuando el límite corresponda a varias secuencias a la vez, se empleará el valor de la secuencia de rango mayor, excepción hecha de los límites de 3^{er} orden, que se denominarán SB-1 y SB-2 respectivamente (Ej. SB-1.1 representa el límite superior de las secuencias SD-1.1; sd-1.5 y sd-1.5.2; sb-2.1 representa el límite superior de las secuencias de 5^o y 6^o orden sd-2.1 y sd-2.1.2; y sb-2.1.1 el límite superior de la secuencia de 6^o orden sd-2.1.1).

5.3 Cicloestratigrafía

Paralelamente al desarrollo de la Estratigrafía Secuencial, surge el concepto de las *secuencias cíclicas*, en un intento de clasificar el registro sedimentario de una región en cuerpos de roca que representen una etapa en la evolución de una cuenca, que muestra una pauta de

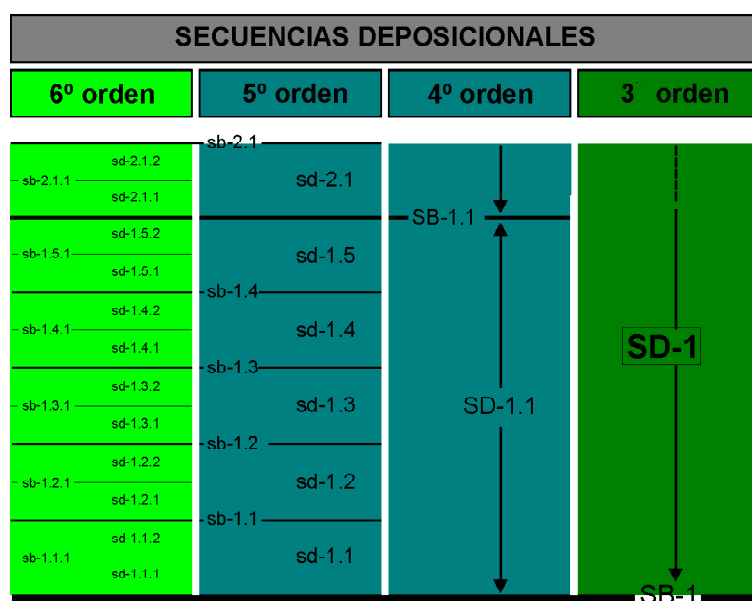


Figura 5.5. Terminología empleada en la numeración de las secuencias deposicionales y límites de secuencia. En los conjuntos de parasecuencias restantes (SD-1.2; SD-1.3 y SD-1.4), las secuencias menores varían el primer dígito del término alfanumérico, haciéndolo coincidir con el de la secuencia de 4^o orden en el que se encuadran; Ej. la cuarta parasecuencia (5^o orden) de la secuencia SD-1.3, se denominará sd-3.4, y dentro de ésta, la segunda secuencia de 6^o orden será sd-3.4.2. Los límites de secuencia (SB) se definen en función de la secuencia sobre la que se desarrollan, excepto los de la secuencia mayor de 3^{er} orden, que se denominan respectivamente SB-1 y SB-2.

repetición periódica a lo largo del registro sedimentario (Tucker & Wright, 1990; Goldhammer *et al.*, 1990, 1994; Strasser, 1991; Borer & Harris, 1991); García *et al.*, (1987, 1989) definen las "*Unidades Cicloestratigráficas*" como los conjuntos de rocas delimitadas por sendas discontinuidades estratigráficas o por inflexiones en la polaridad evolutiva y, que pueden tener su origen en factores orogénicos, epiorogénicos, eustáticos, sedimentarios, climáticos o ecológicos. De forma similar a las "*Secuencias Estratigráficas*" de Sloss *et al.* (1949) y a las "*Secuencias Depositionales*" de Mitchum *et al.* (1977), representan un conjunto de materiales sedimentarios, cuyas características litológicas y de contenido fósil pueden variar lateralmente, con un significado evolutivo o temporal propio, reconocible en toda la cuenca, debido a los factores globales o locales que controlan los eventos sedimentarios en aquélla.

Los estudios cicloestratigráficos a partir de datos de campo han adquirido un interés creciente en la última década (Goldhammer *et al.*, *op. cit.* Borer & Harris, *op. cit.*; Strasser, 1994; Longo *et al.*, 1994; D'Argenio *et al.*, 1997, 1999; etc.). En el ámbito de la Cordillera Ibérica, García *et al.* (1996c) elaboraron un modelo de sedimentación cíclica a partir de datos de superficie para las plataformas carbonatadas del Albiense-Cenomaniense, en las que reconocieron una superposición de secuencias deposicionales de diferente orden y establecieron la relación numérica entre los ciclos sedimentarios que estas secuencias representan. En éste trabajo, el término "*Ciclo*" adquiere un carácter temporal, pudiendo ser utilizado como unidad para medir el tiempo geológico y hace referencia a la repetición ordenada en el tiempo de los procesos geológicos que controlan la sedimentación; la "*secuencia deposicional*" representa entonces el conjunto de estratos depositados en cada ciclo.

Existe la tendencia a asumir que únicamente las secuencias deposicionales de alta frecuencia (4º, 5º y 6º orden) presentan un carácter cíclico, repitiéndose regularmente en el registro sedimentario según un periodo de recurrencia determinado; su origen se relaciona con procesos glacioeustáticos debidos a cambios paleoclimáticos de carácter global (Plint *et al.*,

1992; Schwarzacher, 1993; Strasser, 1994; Read, 1995). Para explicar el origen de las secuencias de baja frecuencia (3º, 2º y 1º orden), es decir de las que tienen periodos de recurrencia superior a 1 Ma, se han establecido varios modelos generalistas que relacionan dicha secuencialidad con cambios en la configuración de las cuencas oceánicas debidos a: episodios de mayor actividad tectónica en los límites de placas, que inducen cambios en el volumen de sedimentos que llegan a la cuenca y que a su vez provocan movimientos isostáticos (Miall, 1990); deformaciones verticales de amplio radio de la corteza terrestre generados por las plumas de ascenso y descenso de material en el manto, como consecuencia de su movimiento convectivo (Gurnis *et al.*, 1998; 2000). Éstos y otros factores están interconectados entre sí, pero con un cierto desfase, pudiendo ser este el motivo de la falta de periodicidad, aparente o real, de tales secuencias.

A partir de estas ideas sobre el carácter cíclico de una parte del Registro Sedimentario, Schwarzacher (2000) acota el campo de estudio de la "*Cicloestratigrafía*", centrándola en la relación existente entre las secuencias deposicionales de alta frecuencia y los ciclos climáticos de Milankovitch, debidos a variaciones de la órbita terrestre.

5.3.1 Teoría orbital y paleoclimática de Milankovitch

El matemático yugoslavo Milankovitch (1941) formuló la teoría en la que se afirma que la tierra ha sufrido y sufre cambios climáticos cíclicos de duración conocida, relacionados con variaciones de la órbita terrestre. Estas variaciones determinan la intensidad de la radiación solar sobre la superficie terrestre y en base a ello controlan su clima, introduciendo tres variables paleoclimáticas: (1) "*Excentricidad*" o variación de la órbita terrestre alrededor del sol a partir de una trayectoria inicial casi circular (Fig. 5.6.a); genera ciclos climáticos de periodicidad 95, 123 y 400 Ka. (2) "*Oblicuidad*" o ángulo existente entre el eje terrestre y el polo del plano orbital (p; Fig. 5.6.b); genera ciclos de periodicidad entre 41 y 54 Ka. (3) "*Precesión*", que determina el

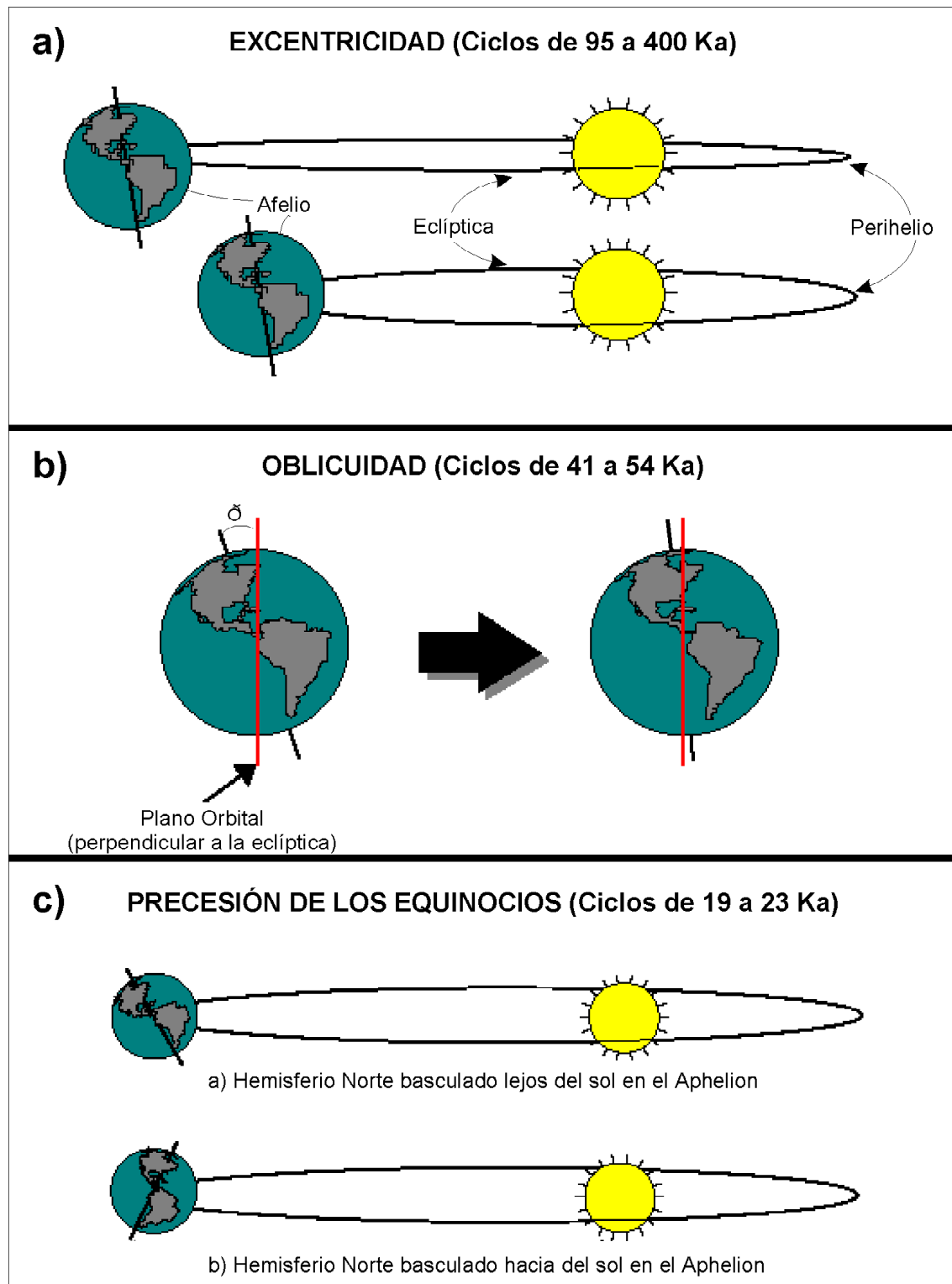


Figura 5.6. Ciclos orbitales de Milankovitch. Tomado de Rutherford & King (1996).

ángulo de cabeceo del eje terrestre sobre el plano orbital (Fig. 5.6.c); origina ciclos climáticos de entre 19 y 23 Ka.

Sin embargo, los periodos que generan estos tres parámetros orbitales no han permanecido constantes a lo largo de la historia de la Tierra. El rozamiento de la hidrosfera con la litosfera produce una deceleración de la velocidad de rotación del planeta sobre su eje, incrementando la duración de los días; también el aumento de la distancia Luna-Tierra e incluso la variación en la distribución de las masas en la superficie del planeta (masas de hielo, distribución de continentes y océanos, etc.) introduce cambios en la duración de algunos de estos ciclos orbitales. Berger *et al.* (1992) han demostrado analíticamente el aumento de los periodos de recurrencia en los ciclos de precesión y oblicuidad hasta nuestros días, al menos durante los últimos 500 Ma, al tiempo que no han notado cambios significativos en los ciclos de excentricidad.

Los cambios climáticos inducidos por estos factores orbitales cíclicos quedan reflejados en el registro sedimentario y su reconocimiento es el objeto de la Cicloestratigrafía, tal y como hoy se entiende. Una forma de hacerlo es mediante análisis espectral de series de datos continuos, habitualmente utilizando la "*transformada de Fourier*", elaborado a partir de datos sobre variaciones composicionales, de color, espesor de los estratos, facies, etc. Los trabajos realizados en sedimentos recientes (Plioceno-Pleistoceno) a partir de isótopos de oxígeno, magníficos indicadores paleoclimáticos, han

dado muy buenos resultados al reconocer la presencia de los ciclos climáticos en el registro sedimentario y confirmar la Teoría de Milankovitch. Sin embargo, en sedimentos más antiguos, los isótopos de oxígeno son menos fiables debido a que la diagénesis (que ha tenido mayor tiempo para actuar) modifica fácilmente la composición química inicial de los sedimentos. Ante la dificultad de encontrar sucesiones sedimentarias no afectadas por procesos diagenéticos, los estudios cicloestratigráficos en materiales mesozoicos se fundamentan en medidas de campo, tales como el espesor de los estratos y el análisis de facies, que en la práctica son también las más fáciles de obtener.

El establecimiento de una ciclicidad estratigráfica materializada por varios rangos de secuencias deposicionales superpuestas a partir de estas variables, así como de una relación numérica entre ellas que se repita regularmente a lo largo de la sucesión, sólo puede ser entendida como consecuencia de la superposición de eventos sedimentarios inducidos por variaciones climáticas con diferente periodo de recurrencia, confirmando también la Teoría de Milankovitch en sucesiones más antiguas.

Conocida la relación existente entre las secuencias deposicionales y los ciclos climáticos, se puede llegar a inferir qué fracción de tiempo está representada en el registro sedimentario y qué fracción no lo está, estableciendo las tasas de sedimentación y la amplitud temporal de las diferentes discontinuidades estratigráficas (Goldhammer *et al.*, 1990, 1994; García *et al.*, 1996c).

CAPÍTULO 6

Estratigrafía y facies

6.1 Introducción

6.2 SECTOR I: Borde Sur de la Sierra de la Demanda-Cameros

- 6.2.1 Sucesión estratigráfica
- 6.2.2 Bioestratigrafía
- 6.2.3 Análisis de facies y medios sedimentarios
- 6.2.4 Secuencias deposicionales y cortejos sedimentarios de 3º y 4º orden
- 6.2.5 Secuencias deposicionales menores (5º y 6º orden)
- 6.2.6 Síntesis y discusión

6.3 SECTOR II: Margen meridional de la Cordillera Vasco-cantábrica

- 6.3.1 Sucesión estratigráfica
- 6.3.2 Bioestratigrafía
- 6.3.3 Análisis de facies y medios sedimentarios
- 6.3.4 Secuencias deposicionales y cortejos sedimentarios de 3º y 4º orden
- 6.3.5 Secuencias deposicionales menores (5º y 6º orden)
- 6.3.6 Síntesis y discusión

6.3 SECTOR III: Borde Norte del Sistema Central

- 6.4.1 Sucesión estratigráfica
- 6.4.2 Bioestratigrafía
- 6.4.3 Análisis de facies y medios sedimentarios
- 6.4.4 Secuencias deposicionales y cortejos sedimentarios de 3º y 4º orden
- 6.4.5 Secuencias deposicionales menores (5º y 6º orden)
- 6.4.6 Síntesis y discusión

6.1. Introducción

La plataforma del Turoniense Superior constituye un prisma sedimentario con perfil longitudinal en forma de cuña hacia el SE, cuyos espesores oscilan entre los 95 m en sucesiones carbonatadas de áreas marinas distales (N de Burgos), a los escasos 5 m registrados en áreas margino-litorales (márgenes costeros). En planta, presenta una morfología en forma de saco, al estar rodeada por el Macizo del Ebro al NNE, por áreas palustres o de plataforma emergida al SE y por el Macizo Hespérico al SSO. Su única comunicación con mar abierto se realiza a través de la cuenca Vasco-Cantábrica.

Este relativo confinamiento paleogeográfico, unido a la escasa profundidad de las aguas, controla el tipo y distribución de los diferentes sistemas deposicionales a lo largo de la plataforma. Así, para los materiales del Turoniense Superior, se han establecido seis sectores o regiones (Fig. 6.1) dentro del ámbito de la Cuenca Ibérica, caracterizados individualmente por las sucesiones sedimentarias que presentan:

- **SECTOR I:** *Borde meridional de la Sierra de la Demanda - Cubeta de Cameros*, localizado a lo largo de las provincias de Burgos y Soria. Presenta el registro sedimentario más potente y completo del Turoniense Superior de la Cordillera Ibérica, con sucesiones carbonatadas de naturaleza bioclástica y micrítica, sin dolomitizar.
- **SECTOR II:** *Margen meridional de la Cordillera Vasco-Cantábrica (Humada-La Riba de Valdelucio)*, situado al N de Burgos, ocupa posiciones más profundas o externas de la plataforma, por lo que sus sucesiones son más potentes, completas y fosilíferas, si bien las facies no varían significativamente respecto al sector anterior.
- **SECTOR III:** *Afloramientos al Norte del Sistema Central*, definido por el conjunto de afloramientos cretácicos de la provincia de Segovia, está representado por sucesiones menos potentes y mixtas, con facies mixtas terrígenas y dolomíticas, características de un margen costero activo, con aporte de terrígenos a la plataforma.
- **SECTOR IV:** *Borde meridional del Sistema Central*, integrado por un conjunto de afloramientos cretácicos que definen una banda más o menos continua al S del Sistema Central, a lo largo de las provincias de Madrid y Guadalajara. Está representado por sucesiones dolomíticas tableadas de ambientes muy proximales (someros), con importantes interrupciones sedimentarias que favorecen los procesos de diagénesis temprana y, con ello, la alta proporción de dolomías. Presenta una intercalación terrígena en la base que aumenta progresivamente de espesor hacia el SE, al tiempo que disminuye el del conjunto completo y el de las dolomías en particular, pasando lateralmente a facies terrígenas costeras.
- **SECTOR V:** *Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y Sierra de Altomira*, localizado a lo largo de las provincias de Guadalajara (afloramientos del borde Sur de la Depresión de Almazán) y Cuenca. Está formada por una sucesión de dolomías tableadas con abundantes laminaciones de algas, superficies ferruginosas y niveles brechificados que reflejan unas condiciones ambientales muy someras. Su espesor, semejante al que presenta en el Sector I, se reduce progresivamente hacia el E (Pto. de Radona; García-Hidalgo *et al.*, 1997) y SE (Embalse de Entrepeñas y Sierra de Altomira; trabajos en curso), al mismo tiempo que pasan a un conjunto de margas verdes y calizas brechoides de naturaleza edáfica, que representan la terminación (*landward*) hacia el SE de la plataforma, acuñándose sobre los depósitos emergidos de una plataforma carbonatada previa (Segura *et al.*, 1996); ello explica la ausencia de terrígenos en este área. Así mismo, la ausencia de evaporitas y clastos carbonatados procedentes de las zonas emergidas próximas, inducen a confirmar unas condiciones climáticas húmedas y cálidas, dinamizadoras de procesos de disolución cárstica.

· **SECTOR VI:** *Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica*, localizado en las provincias de Soria, Zaragoza, Guadalajara y Cuenca, se encuentra representado en la parte inferior de un potente conjunto de calizas dolomíticas y dolomías tableadas (Fm. Tranquera; Floquet *et al.*, 1982) con laminaciones de algas, estructuras de desecación niveles brechoides, abundantes superficies ferruginosas, etc., que reflejan

De los seis sectores descritos, el estudio se ha centrado en los tres primeros (ver Capítulo 2), debido a que presentan un registro sedimentario más completo y a la ausencia de procesos de dolomitización, que facilitan el reconocimiento de las características estratigráficas y sedimentarias originales de los materiales (Sec-

tores I y II). Por otro lado, la continuidad de afloramientos existentes hacia el margen de la plataforma (Sector III) permite reconocer las relaciones laterales entre los depósitos carbonatados de plataforma y los siliciclásticos costeros, facilitando la identificación y jerarquización de las discontinuidades estratigráficas. En el Borde Sur del Sistema Central (Sector V), la escasa presencia de afloramientos (área de Soto del Real-Valdemorillo) no permite observar dichas relaciones.

6.2 SECTOR I: Borde Sur de la Sierra de la Demanda-Cameros

Al sur de Burgos, el Cretácico Superior define una banda de afloramientos continua, desde la localidad de Hontoria de la Cantera hasta la de Fuentetoba, ya en las proximidades de Soria. Separa los depósitos paleozoicos, jurásicos y del Cretácico Inferior (Facies Weald) del complejo "Sierra de la Demanda - Tierra de Cameros", de los cenozoicos de las Cuencas del Duero y Almazán (Fig. 6.2).

Dichos afloramientos están afectados por una tectónica de plegamiento alpino suave, sin despegues ni cabalgamientos importantes, tan sólo pliegues de gran longitud y dirección NNO-ESE a E-O, que definen una alineación de sierras de relieve moderado (Mamblas, Carazo, Nafra, Cabrejas, Llana). Morfológicamente, están compuestas por suaves "cuestas", desarrolladas a favor de flancos de anticlinales, y extensas "muelas" sobre las que el encajamiento de la red fluvial cuaternaria da lugar a profundos y estrechos barrancos (Hoces del Arlanza, de Silos, del Río Lobos, etc.). En general, el encajamiento de la red fluvial es más acusado hacia el SE aumentando en este sentido, la expresión morfológica del relieve.

La sucesión cretácica aflora en óptimas condiciones en las laderas de dichas muelas y cuestas, especialmente a favor de los taludes de carreteras y pistas forestales. Ello ha permitido levantar 12 secciones estratigráficas de detalle¹ (Fig. 6.3) de los materiales del Turoniense Superior, buena parte de las cuales han sido estudiadas con anterioridad por otros autores.

¹ La descripción detallada de cada una de las secciones se encuentre en el Anexo I.

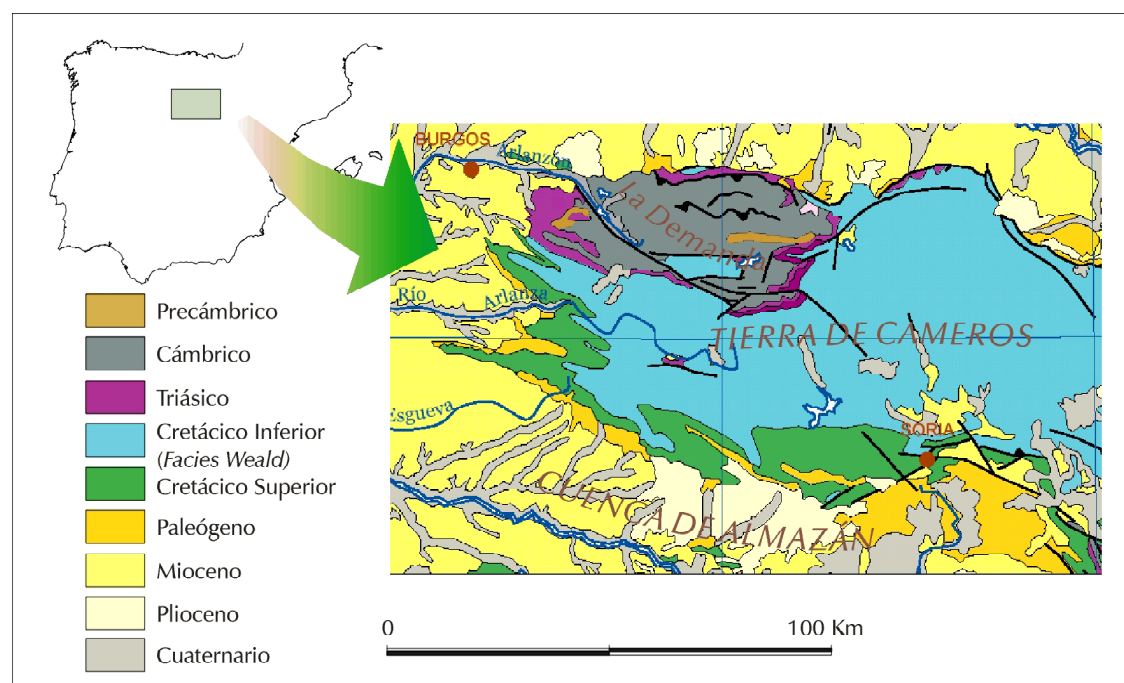


Figura 6.2. Esquema geológico del margen septentrional de la Cordillera Ibérica (Sector I). Modificado a partir de la síntesis del Mapa Geológico de España a escala 1:2.000.000 (González, 2001).

- | | | | |
|---|-------------------------------|----|---------------------------|
| 1 | Cuevas de San Clemente (Bu) | 10 | Calatañazor (So) |
| | (UTM: 452.980; 4.664.473) | | (UTM: 514.031; 4.619.208) |
| 2 | Contreras I (Bu) | 11 | Cabrejas del Pinar (So) |
| | (UTM: 464.731; 4.653.982) | | (UTM: 513.206; 4.627.308) |
| 3 | Contreras II (Bu) | 12 | Picofrentes (So) |
| | (UTM: 468.152; 4.653.557) | | (UTM: 536.456; 4.626.108) |
| 4 | Tejada (Bu) | | |
| | (UTM: 455.956; 4.641.608) | | |
| 5 | Alto de Cervera (Bu) | | |
| | (UTM: 461.630; 4.640.783) | | |
| 6 | Hoz de Silos (Bu) | | |
| | (UTM: 469.281; 4.646.308) | | |
| 7 | Alto del Portillo (Bu) | | |
| | (UTM: 485.831; 4.629.458) | | |
| 8 | Santa María de las Hoyas (So) | | |
| | (UTM: 489.000; 4.625.358) | | |
| 9 | La Galiana (So) | | |
| | (UTM: 496.106; 4.620.283) | | |

Son varios los trabajos que en época reciente abordan el Cretácico de ésta región: Breman (1976) estudia la sección de Picofrentes y establece la sistemática y paleoecología de los ostrácodos del Cenomaniense terminal y Turoniense Inferior, comparándolos con las biozonas de ammonites definidas previamente (Wiedmann, 1964); Wiedmann (1979) estudia la sección de Picofrentes, estableciendo las biozonas de ammonites del Cenomaniense Superior- Coniaciense; Floquet *et al.*, (1982) definen formalmente las unidades litoestratigráficas

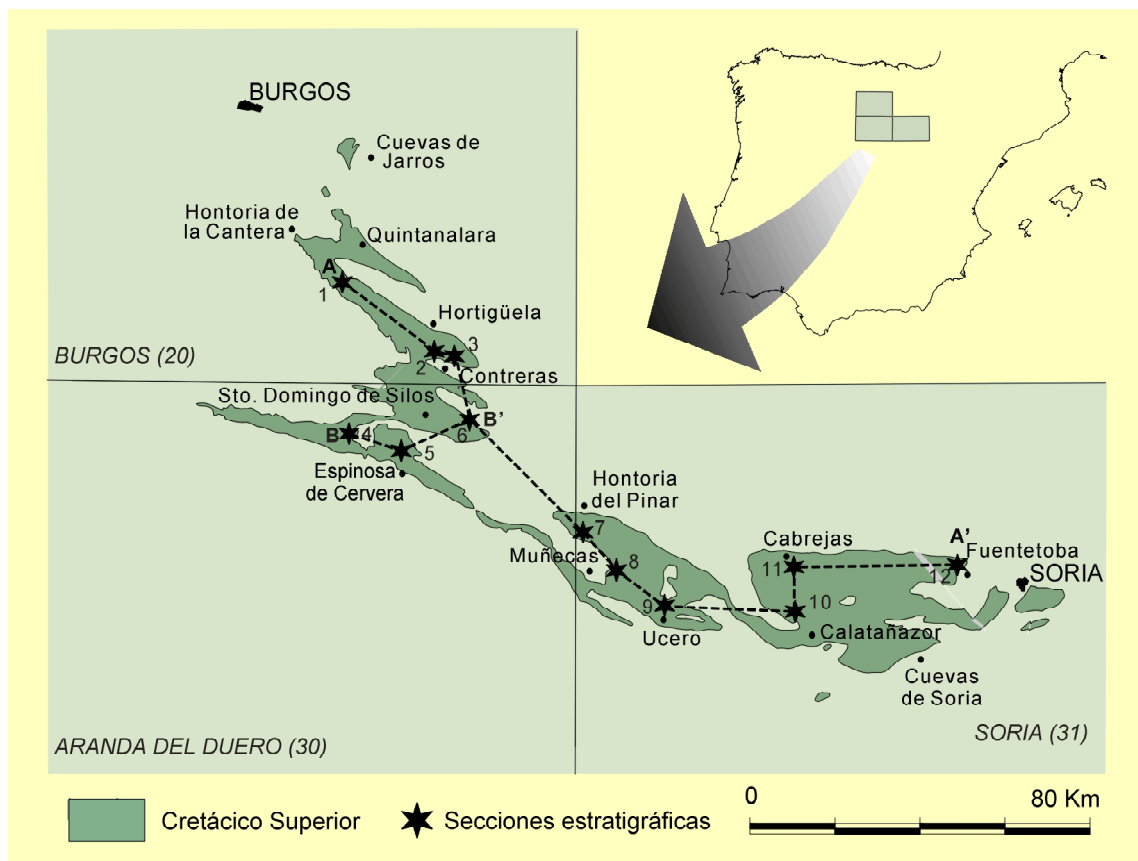


Figura 6.3. Localización de las secciones estratigráficas y de las líneas de correlación en el margen septentrional de la Cordillera Ibérica (Sector I). A-A'; B-B' Líneas de Correlación; 1) Cuevas de San Clemente; 2) Contreras I; 3) Contreras II; 4) Tejada; 5) Alto de Cervera; 6) Hoz de Silos; 7) Alto del Portillo (Muñecas); 8) Santa María de las Hoyas; 9) La Galiana; 10) Calatañazor; 11) Cabrejas del Pinar; 12) Picofrentes.

del Cretácico; Floquet (1991) estudia por vez primera varios de los afloramientos ahora reconocidos en el marco de su tesis doctoral, realizando un análisis sedimentológico y bioestratigráfico; Alonso *et al.* (1993) correlacionan la sucesión cretácica de ésta región con la del resto de la Cordillera Ibérica (central y meridional), en términos de análisis secuencial; García *et al.* (1996a) estudian la sección de la Hoz de Silos, estableciendo las secuencias de 3º y 4º orden en el Cretácico Superior no terminal (Turoniense Superior-Campaniense Inferior); Gil *et al.* (2000) realizan un análisis fractal de la distribución de espesores de estratos en las secciones de Alto del Portillo y Contreras I y II, en un intento de valorar el carácter autocíclico o no, de las variables que controlan el espacio de acomodación en la plataforma carbonatada del Turoniense Superior; y Gil *et al.* (2001) realizan un análisis de la ciclicidad en los materiales de la Fm. Muñecas, reconociendo una secuencia deposicional de 3º orden y cuatro conjuntos de parasecuencias internos, correlacionables de unos sectores a otros.

De las doce secciones analizadas, únicamente la de Picofrentes presenta unas condiciones de afloramiento desfavorables, lo que no ha permitido realizar observaciones de detalle. Sin embargo, su presencia se justifica por ser el afloramiento más suroriental de este sector en el que se puede obtener un mínimo control estratigráfico (básicamente, espesor) de los materiales del Turoniense Superior, válido para los fines propuestos en este trabajo. Los reconocimientos realizados en los afloramientos más orientales de las Sierras de Santa Ana, de la Pica y Villar del Campo no han dado resultados positivos debido a la ausencia de afloramientos o a la baja calidad de los existentes.

El Turoniense Superior destaca en este sector, como en el resto de la Cordillera Ibérica por presentar un carácter tableado, uniforme y rítmico, lo que le confiere una expresión morfológica propia dentro del registro sedimentario del Cretácico Superior, que le hace ser fácilmente identificable en las sucesiones de campo (Fig. 6.4). Está representado por la Fm. *Calizas bioclásticas de Muñecas*, situada entre dos litosomas margoso – carbonatados muy fosilíferos: la Fm. *Margas de Picofrentes* en la base, definiendo un

tramo blando generalmente cubierto por derrubios, vegetación o pinares de repoblación, con la que presenta un contacto gradual; y la Fm. *Calizas nodulares de Hortezielos* a techo, a través de un contacto litológico neto, estando constituida por grandes masas de calizas pobremente estratificadas con algunas intercalaciones margosas en la parte inferior.

La Fm. Muñecas está formada por una alternancia de calizas bioclásticas, micríticas y calcareníticas, calizas margosas y margas. Presenta un espesor medio de 65 m y una distribución vertical de facies que se mantiene inalterable en las secciones analizadas, pudiéndose establecer una sucesión sedimentaria tipo, fácilmente reconocible en todas ellas (Fig. 6.5).

6.2.1 Sucesión estratigráfica

Sobre los depósitos margocalcáreos nodulares de la Fm. Picofrentes (tramos 1 a 11; Fig. 6.5), aflora una fina alternancia de margas beiges, calizas micríticas y calcarenitas (Fig. 6.6.a), con altas concentraciones de materia orgánica (m.o.) y algunas lenticulas de ripples, aisladas (Fig. 6.6.b) dentro de los niveles finos de baja energía, así como laminación cruzada, laminación de ripples y acumulaciones bioclásticas en los términos más tractivos (tramos 12 a 27; Fig. 6.5); se reconocen bancos con laminación ondulada entre niveles calcareníticos y micríticos, siendo relativamente frecuentes los ostrácodos, bivalvos, gasterópodos y las colonias de anélidos. Finaliza en un nivel de calizas estromatolíticas más o menos desarrolladas, o en su defecto, en una importante superficie ferruginosa. En la sección de Alto del Portillo se reconoce un banco de estromatolitos globulares (tramo 27; Fig. 6.5) con claras evidencias de exposición subaérea (brechificación, grietas de retracción, disgregación en cantos planos, etc.; Fig. 6.7.a). Todo este conjunto inicial, definido por Floquet (1991) como "*Tidalites inferiores*" tiene un espesor medio de 5-6 m y desde un punto de vista litoestratigráfico, representa el límite transicional entre las Fms. Picofrentes y Muñecas.

Por encima, le sucede un conjunto de calizas bioclásticas que reflejan un importante cambio en las condiciones hidrodinámicas del me-

dio, pasando a situaciones más marinas y energéticas (tramos 27 a 44; Fig. 6.5). Está organizado en bancos bien definidos de 20-50 cm, ferruginizados y ocasionalmente bioturbados. Contienen ostrácodos, serpulidos e intraclastos ferruginizados en la base, así como abundantes bivalvos, ostreidos, gasterópodos turriliformes y equinodermos en el resto, constituyendo niveles de removilización y acumulación bioclástica. En general, el tamaño y la proporción de los bioclastos aumentan hacia techo, mostrando una granoclasificación negativa y una disposición de los bancos estratocreciente. Destaca la presencia generalizada de glauconita en todas las secciones estudiadas, mostrando igualmente una proporción creciente hacia la parte superior. En algunas secciones (Alto de Cervera, Tejada, Contreras I y II) comienza con niveles de margas muy fosilíferas en la base. Presenta una intercalación margosa y/o de calizas lajosas (localmente dolomitizadas; Hoz de Silos), definiendo un entrante que divide este tramo en dos conjuntos diferentes.

Le sigue un homogéneo conjunto de calizas micríticas estratificadas en gruesos bancos, con abundantes bioclastos, aunque en una proporción menor que en el tramo anterior (tramos 45 a 56; Fig. 6.5). Están intensamente bioturbadas, con tubos rellenos por material dolomitizado, mostrando estructuras verticales de escape, reflejo de una alta tasa de sedimentación que sólo disminuye hacia el techo del banco, donde la actividad biogénica se concentra en escasos centímetros; dicha bioturbación, confiere al conjunto un aspecto en campo marcadamente nodular (Figura 6.7 b), que le diferencia fácilmente del tramo anterior. En la vecina sección de Hontoria del Pinar, Floquet (1991) cita la presencia dentro de este tramo de *Coilopoceras cf. reuvenianum*. El contenido en glauconita disminuye drásticamente, excepto en la sección del Alto de Cervera, donde es relativamente abundante, rellenando las galerías de bioturbación (glauconita detrítica). Este tramo, que presenta un espesor medio de 5-7 m, adquiere un inusual desarrollo de 22 m en la sección de Cabrejas del Pinar, presentando una intercalación margosa muy fosilífera que lo divide en dos conjuntos de igual espesor.

En continuidad morfológica con el conjunto anterior afloran calizas bioclásticas y tractivas, organizadas en bancos bien definidos de 40-60 cm con un tableado interno más fino, no siempre apreciable (tramos 57 a 60; Fig. 6.5); localmente, se reconoce estratificación cruzada (Sección de Calatañazor). Contienen abundantes gasterópodos, pelecípodos y ostreidos y, en menor medida, colonias de serpulidos, mientras que la bioturbación disminuye con respecto al conjunto inferior. Presentan una disposición estratodecreciente y granoclasificación positiva, finalizando en una superficie ferruginosa con un cambio litológico neto. Este tramo está desigualmente desarrollado de unas secciones a otras (50 cm en Tejada a 5 m de la Hoz de Silos, La Galiana o Santa María de las Hoyas), mostrando un cambio lateral de facies con el conjunto bioturbado inferior. Desde un punto de vista morfológico, marca el final de una primera gran barra carbonatada que resalta en el relieve.

La sucesión continua con un conjunto de pobre expresión morfológica (tramos 61 a 69; Fig. 6.5), constituido por margas beigeas y calizas grises con altas proporciones de m.o., laminación horizontal y ripples, sobre las que se desarrolla un segundo nivel de calizas estromatolíticas globulares, reflejando una ruptura sedimentaria mayor (Fig. 6.8.a). Constituye un nivel guía de correlación al estar presente, mejor o peor desarrollado, en toda la región. Floquet (1991) señala su presencia y extiende su continuidad hasta el margen vasco-cantábrico (afloramiento de Peñahoradada al N de Burgos); a diferencia del nivel estromatolítico inferior, presenta un excepcional estado de conservación, sin estructuras de desecación, ni huellas de recristalización (Fig. 6.8.b), destacando tan sólo la presencia de *lithocodium* en la sección de Cuevas de San Clemente. En la sección de Contreras I, el tramo está compuesto por 3 m de margas grises y amarillas con m.o., que pasan a 50 cm de calizas micríticas grises con pellets y ostrácodos, dispuestas en niveles de 5-10 cm, sobre las que se desarrolla el estromatolito de techo. Hacia el SE, el tramo se acuña progresivamente a favor del tramo margoso inicial, de manera que en la sección de Calatañazor presenta un espesor total de 70 cm,

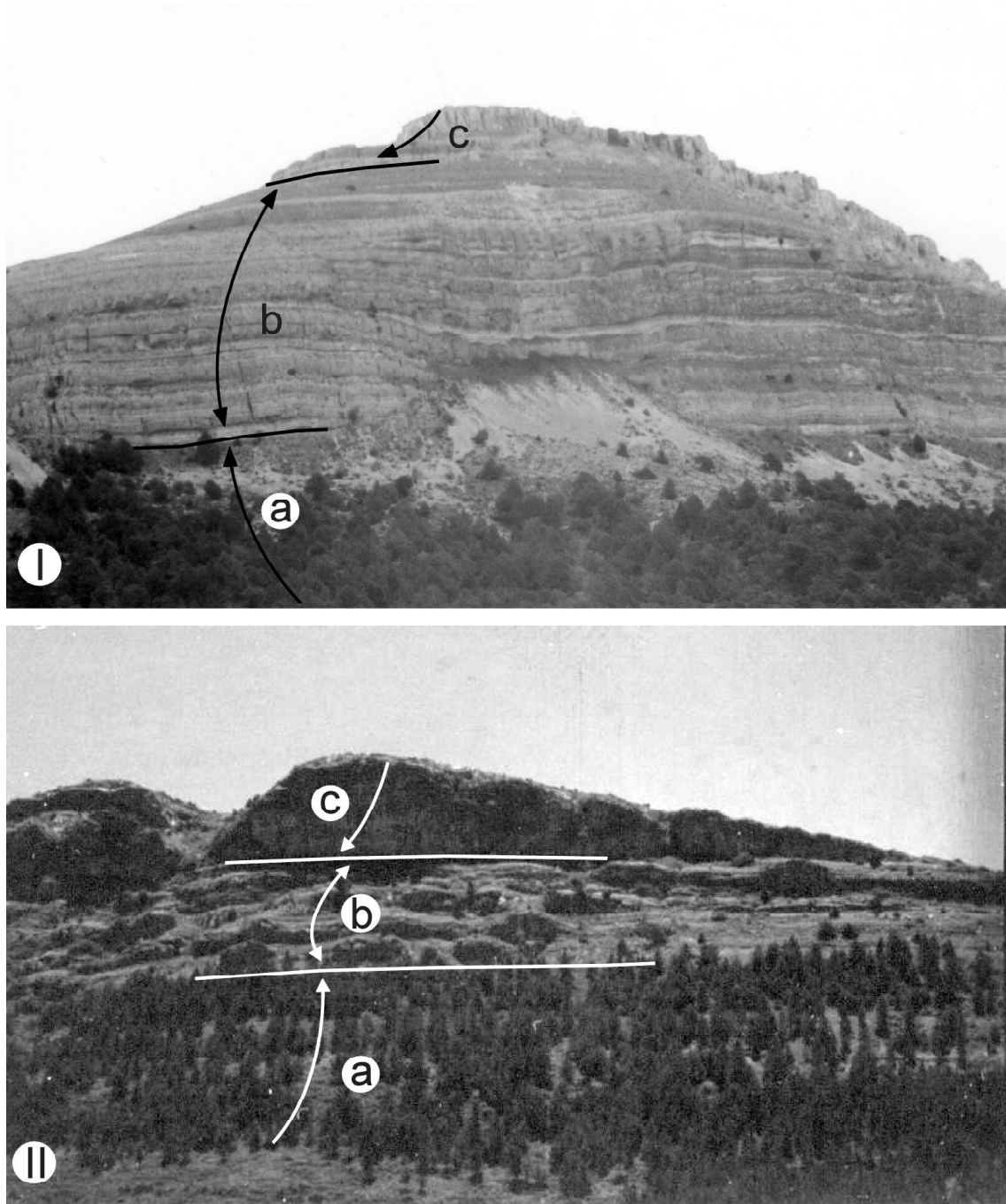


Figura 6.4. Expresión morfológica diferencial de las unidades litoestratigráficas del Turoniense-Coniaciense en (I) El Cerro de San Carlos (UTM: 466.465; 4.649.789) y (II) Herreros (UTM: 524.065; 4.627.894); (a) Fm. Picofrentes; (b) Fm. Muñecas; (c) Fm. Hortezuolos.

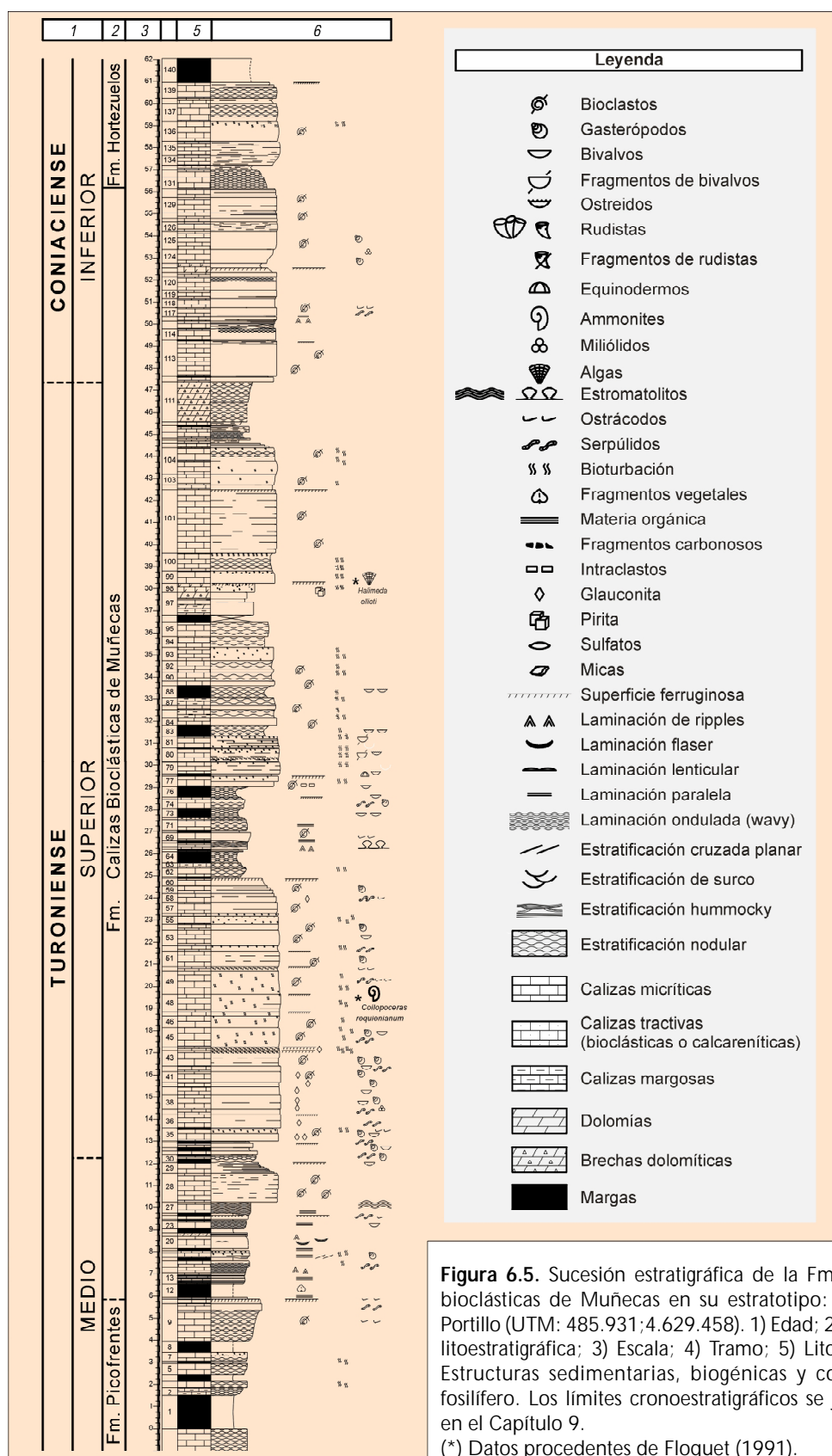


Figura 6.5. Sucesión estratigráfica de la Fm. Calizas bioclásticas de Muñecas en su estratotipo: Alto del Portillo (UTM: 485.931;4.629.458). 1) Edad; 2) Unidad litoestratigráfica; 3) Escala; 4) Tramo; 5) Litología; 6) Estructuras sedimentarias, biogénicas y contenido fosilífero. Los límites cronoestratigráficos se justifican en el Capítulo 9.
(*) Datos procedentes de Floquet (1991).

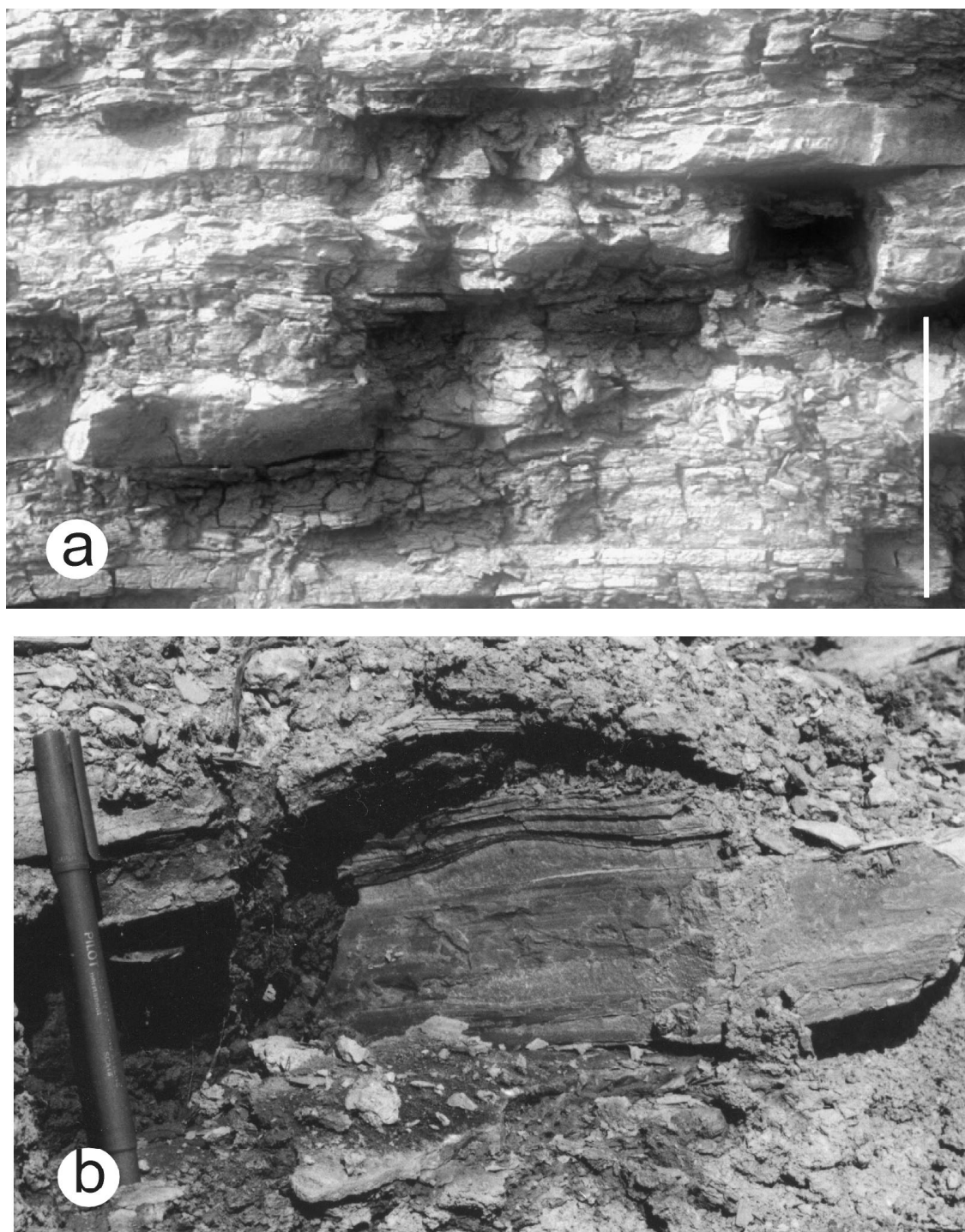


Figura 6.6. Aspectos sedimentarios de la Fm. Muñecas en su área tipo: (a) Sección de Tejada, con alternancia de margas, micritas y calcarenitas en niveles centimétricos con laminación ondulada, flaser y lenticular y proporciones elevadas de m.o.; la barra de escala corresponde a 35 cm. (b) Detalle de la laminación milimétrica y de la presencia de lenticulas de ripples aislados dentro de un sedimento más fino; Sección del Alto del Portillo.

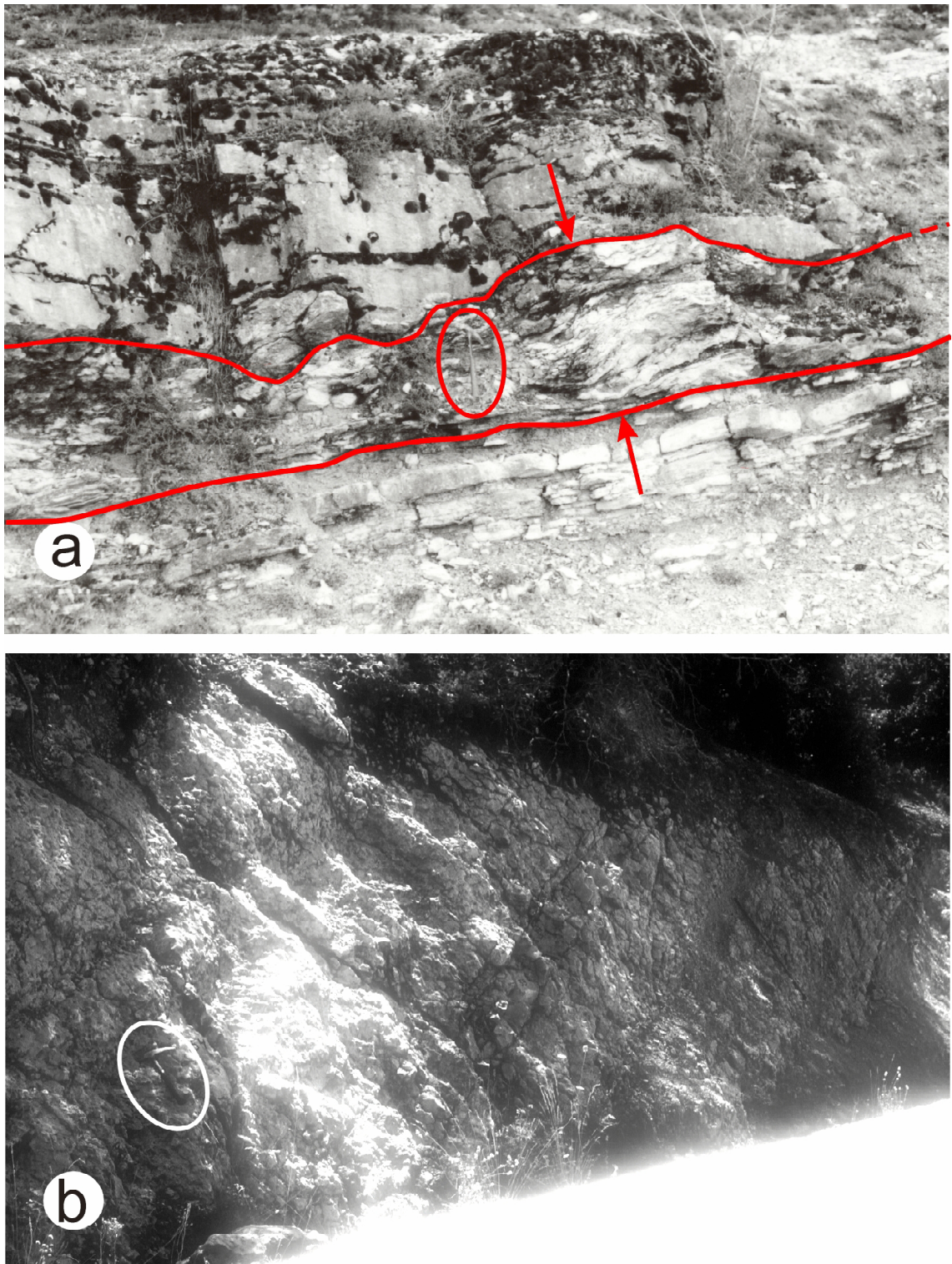


Figura 6.7. Aspectos sedimentarios y biogénicos de la Fm. Muñecas en su área tipo: (a) Nivel inferior de calizas estromatolíticas con evidencias de exposición subaérea; Sección del Alto del Portillo. (b) Calizas nodulares con intensos procesos de bioturbación que dificultan el reconocimiento de los planos de estratificación; techo de la serie hacia el cuadrante superior izquierdo; Sección de Contreras II.

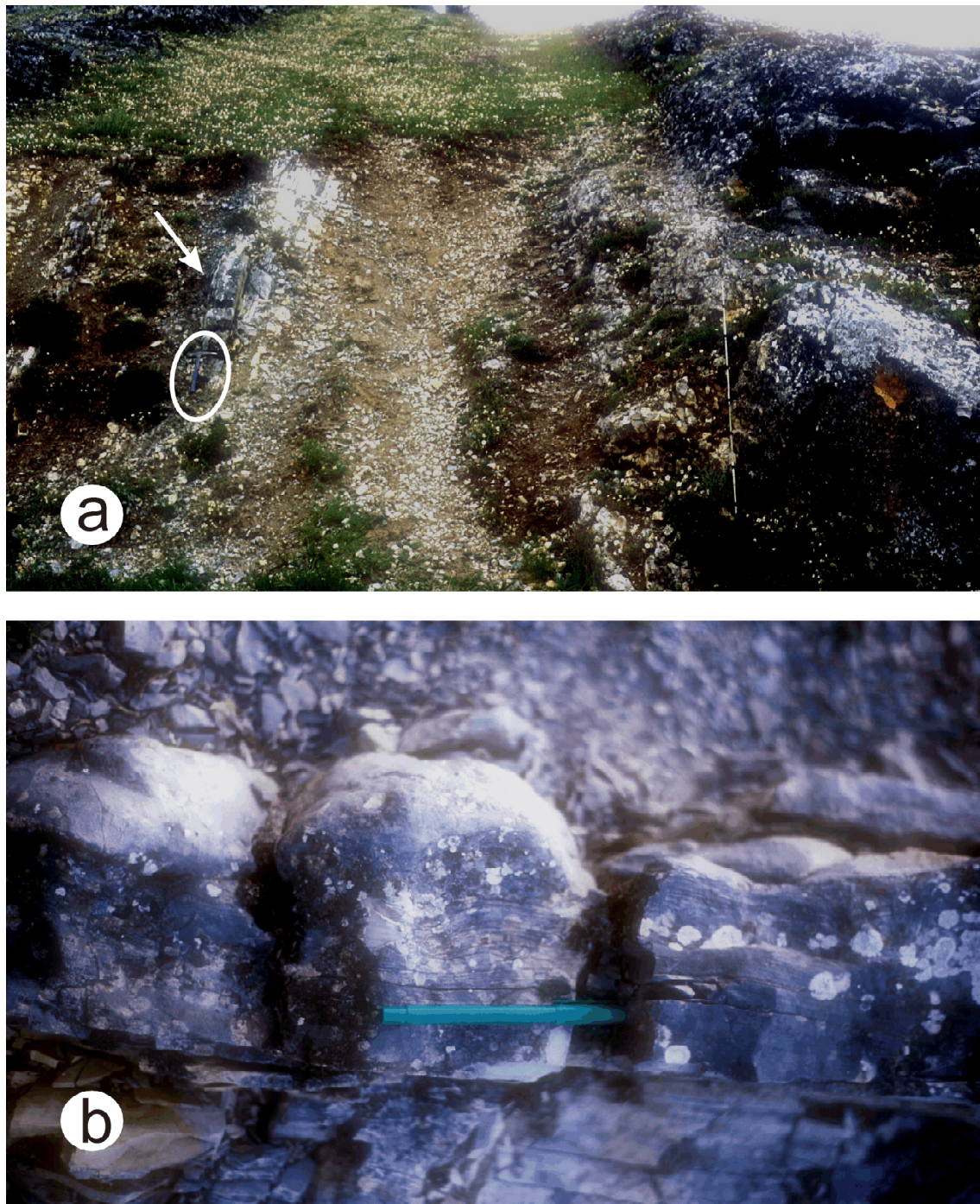


Figura 6.8. Aspectos estratigráficos y biogénicos de la Fm. Muñecas en la sección de la Hoz de Silos: (a) Segundo horizonte de calizas estromatolíticas (flecha), definiendo un nivel guía de correlación regional; techo de la serie hacia la izquierda. (b) Detalle del horizonte anterior, observando estromatolitos de formas globulares en excelente estado de conservación.

y está compuesto por calizas margosas y margas ocreas, con laminación horizontal de algas a techo. En la vecina sección de Cabrejas del Pinar, su espesor es notablemente mayor, de manera similar a lo que ocurre en los dos tramos anteriores. Dichas diferencias de espesor en esta sección son puntuales, no registrándose en el resto de la sucesión estratigráfica.

Por encima, aflora una alternancia de margas grises y calizas micríticas nodulares en la parte inferior, y por margas y calizas de removilización y acumulación bioclástica en la superior, diferenciándose claramente varios conjuntos marga-caliza (tramos 70 a 77; Fig. 6.5), si bien el primero de ellos está menos desarrollado y llega a faltar en algunas secciones (Alto del Portillo, Santa María de las Hoyas, Tejada, La Galiana). Esta alternancia muestra una tendencia estratocreciente, granoclasificación negativa y un elevado y variado contenido fosilífero materializado por pelecípodos, equinodermos, ostreidos y gasterópodos, algunos de ellos turriteliformes; la bioturbación, presente de forma casi generalizada en la parte inferior, disminuye progresivamente hacia techo, con la excepción hecha de la Sección de Contreras I, que muestra un carácter muy nodular de base a techo; su espesor (3-4 m) se mantiene sin grandes variaciones en toda la región y a diferencia de los tramos bioclásticos y fosilíferos inferiores, no presenta las proporciones de glauconita registrados en aquéllos, ya que cuando aparece (Cuevas de San Clemente; Alto del Portillo, etc.) lo hace en forma detrítica (reelaborada). Desde un punto de vista de expresión en el relieve, marca el final de un entrante morfológico y el comienzo de una segunda barra carbonatada.

Le sucede una serie de calizas micríticas y bioclásticas, estratificadas en bancos gruesos muy bioturbados (tramos 78 a 93; Fig. 6.5) que definen los mayores resaltes morfológicos de la segunda barra carbonatada. En las secciones de Contreras I y II, Tejada y Hoz de Silos, se caracteriza por una deficiente estratificación y una gran abundancia de ostreidos, constituyendo niveles lumaquéllicos. En la sección de Alto del Portillo, el contenido en ostreidos sigue siendo importante, aunque no en la proporción de las seccio-

nes anteriores, destacando por el contrario un carácter más bioclástico y tractivo, así como una estratificación mejor definida, en bancos de menor espesor. En la mitad superior del tramo se reconocen repetidas asociaciones de estratos marga-caliza o micrita-calcarenita, en las que los términos tractivos son masivos y los margosos y micríticos están muy bioturbados, imprimiendo en el estrato un carácter nodular.

De forma gradual se pasa a una alternancia de margas y calizas micríticas, definiendo un segundo entrante morfológico (tramos 94 a 98; Fig. 6.5). Las margas son amarillas y grises (m.o.), contienen pelecípodos y están bioturbadas; los términos micríticos son nodulares (bioturbados) y contienen bioclastos, huellas de disolución cárstica en la parte superior y ocasionalmente están ferruginizados. Los huecos de bioturbación están rellenos por material dolomitizado. En las secciones de Alto del Portillo, Santa María de las Hoyas y La Galiana, el tramo finaliza en un banco de calizas recrystalizadas y brechas dolomíticas amarillas (Fig. 6.9.a), con abundantes geodas, que reflejan una ruptura sedimentaria. En general, dicho nivel no aparece en los afloramientos noroccidentales; tan sólo en la sección de Contreras II se reconoce un banco de 30 cm de calizas amarillas parcialmente dolomitizadas con el que guarda relación, mientras que en los afloramientos de Calatañazor y Cabrejas del Pinar, la existencia de sendos tramos cubiertos impide su reconocimiento.

A continuación, aflora una tercera barra carbonatada (tramos 99 a 104; Fig. 6.5) que presenta una menor expresión morfológica que las anteriores. Está compuesta por calizas micríticas y bioclásticas que señalan un cambio en las condiciones del medio; en la parte inferior se organiza en dos bancos de tamaño medio, en general muy bioturbados (especialmente en los afloramientos del NO: Cuevas de San Clemente, Contreras I y II, y Hoz de Silos) mostrando galerías rellenas por material dolomitizado, así como pequeños equinodermos, pelecípodos de talla media y fragmentos de gasterópodos. Hacia el SE, estos dos bancos adquieren un carácter más tableado, aunque la bioturbación se mantiene con menor intensidad, concentrándose prefe-

rentemente a techo, donde muestra una superficie ferruginosa reconocible en la mayor parte de los afloramientos. En la sección de Hontoria del Pinar, Floquet (1991) cita la presencia de *Halimeda ellioti* en una posición equivalente a este conjunto inferior.

El resto de la barra muestra facies similares a las de los bancos de la base, estando organizadas en estratos gruesos y bioturbados en los afloramientos del NO y más tableados los del SE, pero en todos los casos, mostrando una tendencia estratodecreciente. En las secciones de Calatañazor, Alto de Cervera y Cabrejas del Pinar aflora en muy malas condiciones o se encuentra cubierto; sin embargo, en la sección de Cuevas de San Clemente constituye un potente conjunto formado por una alternancia de margas amarillas y calizas lajosas con laminación ondulada fina entre niveles micríticos y calcareníticos que, hacia la parte superior, da paso a bancos de calcarenitas oolíticas ferruginizadas a techo y con abundantes serpulidos, definiendo el final de esta tercera barra carbonatada. Estas facies se extienden por el resto de la región, constituyendo el siguiente conjunto de la sucesión estratigráfica (tramos 105 a 110; Fig. 6.5) en el cual se constata, una pérdida progresiva de espesor hacia el SE a favor de los niveles margosos, pasando de los 3 m de valor medio en las secciones de Contreras I y II a los escasos 80 cm de la sección de Calatañazor. Por encima, se desarrolla un segundo nivel de brechas dolomíticas (tramo 111; Fig. 6.5) o calizas amarillas finas dolomitizadas, con abundantes y pequeñas geodas y una importante superficie ferruginosa a techo.

Le sucede una homogénea sucesión de calcarenitas oolíticas tableadas en bancos de 10-20 cm, con estratificación cruzada de gran escala (tramos 112 a 130; Fig. 6.5). Constituye el cuarto y último resalte morfológico de la Fm. Muñecas, siendo denominado por Floquet (1991) como "*Tidalites superiures*". En la sección de Contreras I comienza con un nivel erosivo de 25 cm, con intraclastos dolomíticos y cantos planos micríticos y calcareníticos dentro de una masa bioclástica (Fig. 6.9.b), procedentes de la removilización de niveles inferiores. Refleja un cambio en las condiciones del medio hacia situaciones de mayor régimen hidrodinámico.

A lo largo de las diferentes secciones se reconocen otros niveles internos de paleocarstificación y de brechas dolomíticas. El más importante de ellos, está constituido en la Hoz de Silos por una brecha dolomítica de 3,20 m de espesor con cantos angulosos de tamaños variados (Fig. 6.10.a), formada por colapso a partir de la disolución precoz de evaporitas, en un proceso prácticamente singenético al de su depósito, pues no afecta (deforma) al conjunto sedimentario situado por encima. Este nivel es identificado con anterioridad por Floquet (*op. cit.*), quien lo correlaciona con otro reconocido en el flanco meridional del anticlinal de Espinosa de Cervera, en el que también señala la presencia de paleocarstificaciones, ferruginización en ambientes continentales, cementos vadosos y otras estructuras sedimentarias que reflejan un inequívoco episodio de emersión; en otras secciones no alcanza tal desarrollo (Ej. Alto de Cervera), desarrollándose en su lugar facies calcareníticas tableadas (tramos 115 a 123; Fig. 6.5) que finalizan en horizontes de paleocarstificación, recristalización y ferruginización (Ej. Cabrejas del Pinar, Alto del Portillo; Calatañazor).

Por encima de dicho horizonte, la sucesión continúa con calizas micríticas grises en bancos de 15-20 cm, de base y techo planoparalelos y calcarenitas oolíticas tableadas (Fig. 6.10.b), sin que se reconozcan más niveles o estructuras afines a las ya descritas. A techo, una superficie de contacto neta, materializada en algunas secciones con una junta de margas negras y/o una superficie ferruginosa (Contreras I y II, Alto del Portillo, Cabrejas, Alto de Cervera), da paso a las calizas micríticas marcadamente nodulares y fosilíferas de la Fm. Hortezielos (tramos 131 a 140; Fig. 6.5).

6.2.2 Bioestratigrafía

La edad de los materiales descritos se ha establecido, fundamentalmente a partir de las biozonas de ammonites establecidas por autores previos. Dentro de la Fm. Muñecas, Floquet (1991) identificó, en la sección de Hontoria del Pinar, un ejemplar de *Coilopoceras requienianum* (d'ORBIGNY) en una posición estratigráfica

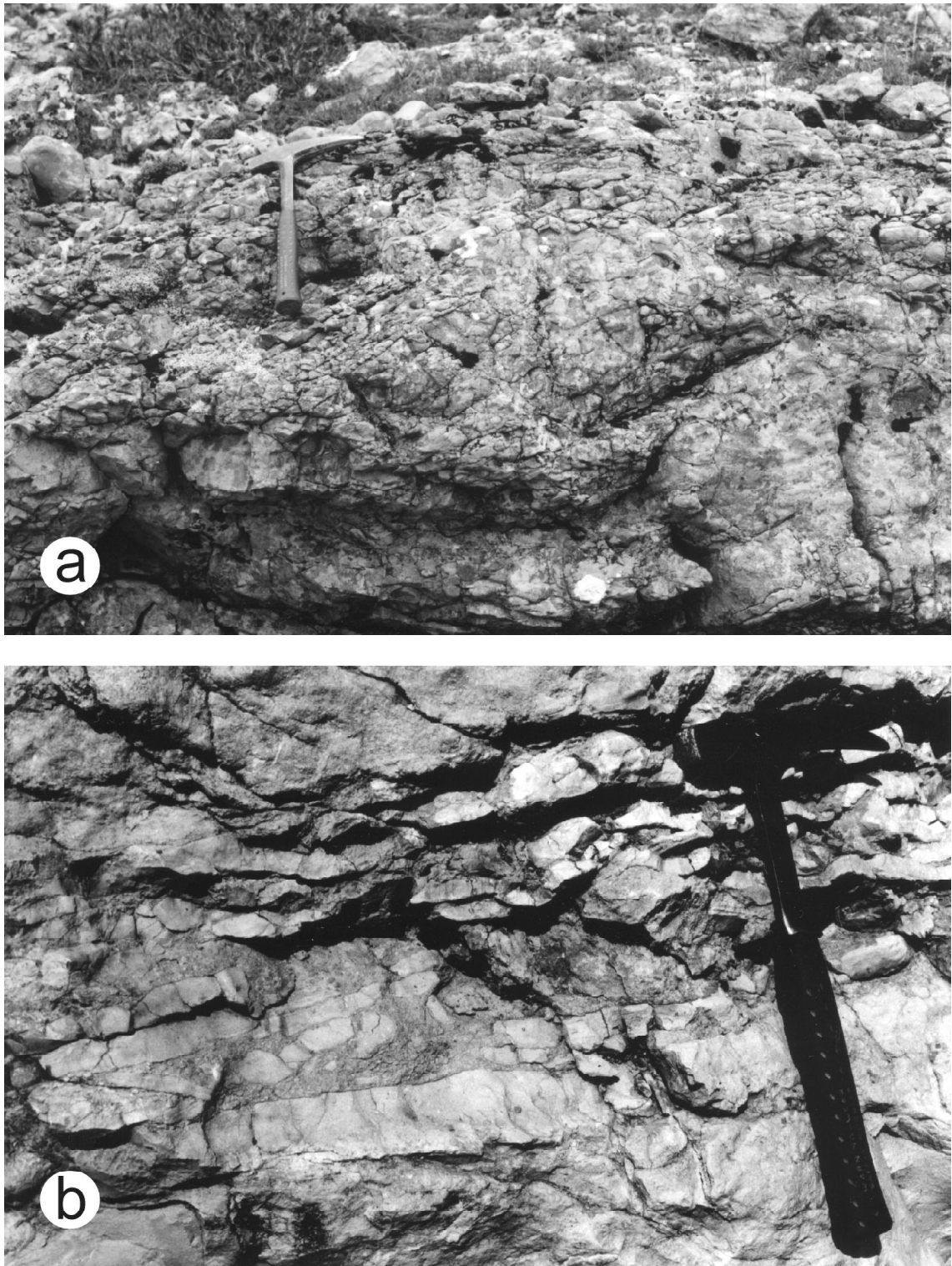


Figura 6.9. Aspectos sedimentarios y diagenéticos de la Fm. Muñecas en su área tipo: (a) Calizas recristalizadas y dolomías brechoides en la sección del Alto del Portillo. (b) Nivel de reactivación energética con acumulación de cantos planos y otros intraclastos removilizados de niveles inferiores; sección de Contreras I.

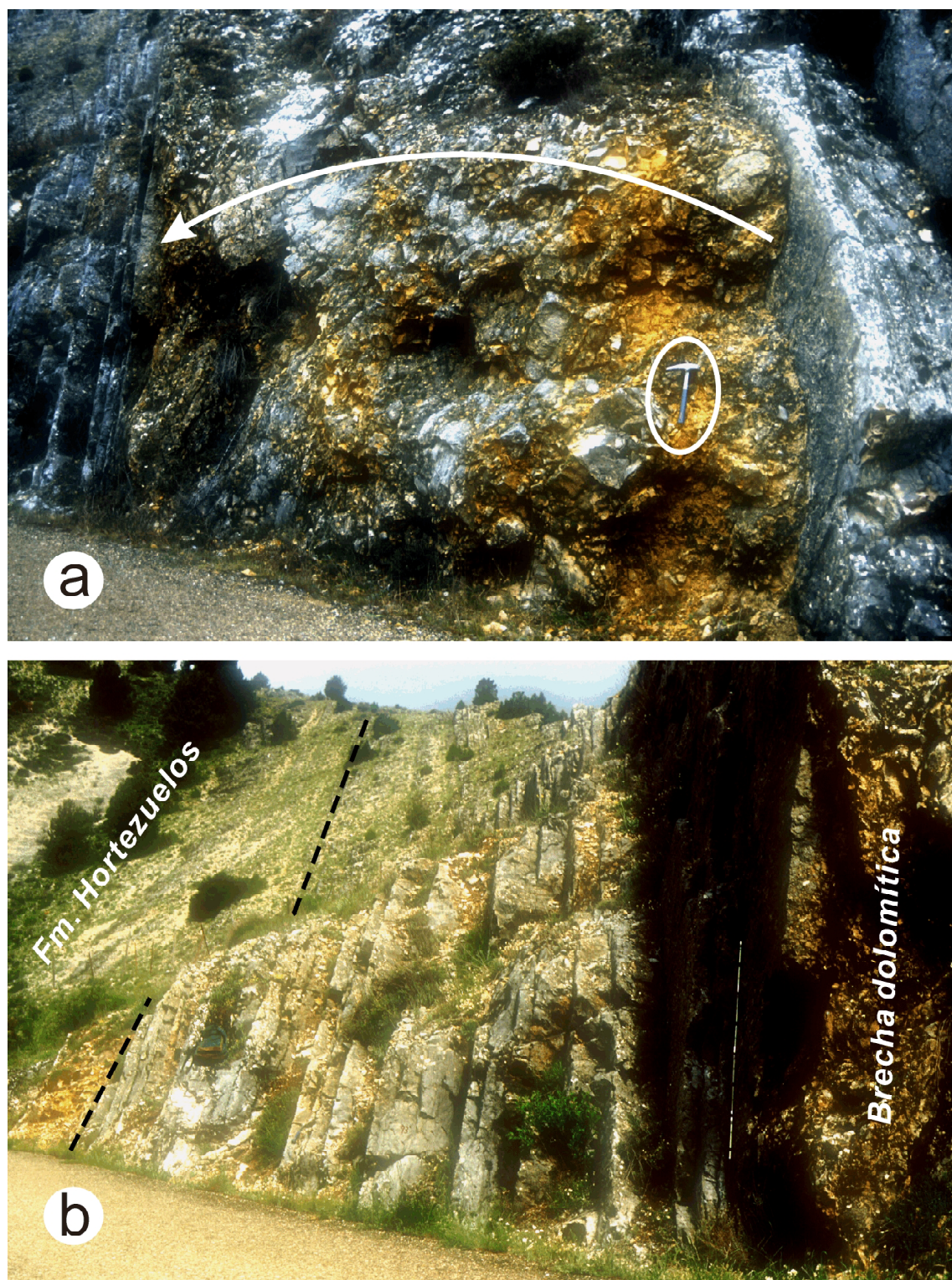


Figura 6.10. Aspectos sedimentarios y diagenéticos de la Fm. Muñecas en la sección de la Hoz de Silos: (a) Brecha dolomítica entre una sucesión tableada; la flecha indica el plano de techo; (b) Calizas finamente tableadas que definen el final de la Fm. Muñecas; la línea discontinua marca el límite litoestratigráfico con la Fm. Horteuelos.

equivalente al tercer conjunto de la sucesión descrita (tramos 47 a 49; Fig. 6.5). Dicho ammonites, junto con la presencia de *Lophinae* y de *Halimeda ellioti* CONARD & RIOULT permiten datar un Turoniense Superior no terminal. No obstante, Floquet *et al.*, 1982b) sitúan el límite Turoniense-Coniaciense por debajo del nivel de brechas dolomíticas reconocido en la cuarta barra carbonatada de la sucesión (ver 6.2.1); así mismo, el equivalente lateral de estos materiales en el dominio vasco-cantábrico es la Fm. Villaescusa de las Torres, cuya edad se prolonga hasta el Coniaciense Inferior en virtud de la asociación de rudistas que presenta (ver 6.3.2).

Por su parte, Wiedmann (1979) estableció dentro de la Fm. Picofrentes en su estratotipo (Fuentetoba; Soria) las biozonas de *Calycceras naviculare* (MANTELL), *Fallotites subconciliatus* (CHOFFAT), *Wrightoceras munieri* (PERV.) y *Wrightoceras submunieri* WIEDMANN que caracterizan el Cenomaniense Superior-Turoniense Inferior. A techo, reconoció un conjunto de calizas margosas y compactas (Fm. Hortezielos) en las que encuentra *Hemitissotia celtibérica* WIEDMANN. Así mismo, Floquet (*op. cit.*) determina, dentro de la Fm. Hortezielos en su estratotipo y en otras secciones próximas (Hontoria del Pinar, Tejada, Hoz de Silos, etc.), la presencia de *Hemitissotia cf. celtibérica* WIEDMANN y *Hemitissotia Turzoi* KARREMBERG, que permiten datar un Coniaciense Medio-Superior.

Por lo tanto, en base a estos datos, la Fm. Muñecas abarca el Turoniense Superior y el Coniaciense Inferior (al menos en parte), pudiendo incluir en su base el Turoniense Medio.

6.2.3. Análisis de facies y medios sedimentarios

La sucesión estratigráfica descrita anteriormente está constituida por numerosos estratos, que han sido depositados, al menos, en otros tantos eventos deposicionales. Para generar un estrato, es necesario la coincidencia de tres fenómenos: a) espacio en la cuenca para ser depositado (acomodación); b) evento de depósito que aporte o genere el sedimento; y c) sistemas deposicionales que gobiernan las condiciones o

ambientes de depósito y materializan el proceso sedimentario. Los diferentes sistemas deposicionales van a caracterizar siempre las facies que componen el estrato y, casi siempre, sus dimensiones y forma.

Los sistemas deposicionales se distribuyen a lo largo de la plataforma en función de factores variados y estrechamente interrelacionados, tales como contexto paleogeográfico de la cuenca sedimentaria, tipo de plataforma, "momento" eustático, estado de la biota, índices de producción y aportes de sedimentos, etc. Internamente, los estratos guardan también huellas concretas del evento deposicional y del área de procedencia del sedimento, aparte de las ya comentadas, relacionadas con los ambientes de depósito. La aplicación del principio del actualismo a las características internas de los estratos (facies), así como su variación vertical a lo largo del conjunto de sucesiones sedimentarias nos ayuda a conocer cómo eran dichos sistemas deposicionales, a reconstruir los medios sedimentarios en la plataforma (cinturones de facies) y a deducir cómo fue la evolución temporal de esos medios.

Se ha establecido una serie de facies tipo, en el sentido de diferenciar cuerpos rocosos por sus propiedades litológicas, estructuras sedimentarias y contenido fósil. Cada facies es el resultado de unos procesos deposicionales específicos, sobre los que pueden superponerse, con mayor o menor intensidad, otros procesos diagenéticos. Como hemos visto, el Turoniense Superior de esta región está representado en la Fm. Muñecas, compuesta por una alternancia de calizas variadas y niveles de margas, que se repiten con una cierta periodicidad, están homogéneamente estratificadas, y sólo puntualmente dolomitizadas. Un análisis de las características macroscópicas y microscópicas de los sedimentos permite diferenciar 11 facies diferentes, que se describen a continuación.

Facies

1. *Calizas for-algal*. Biomicritas en bancos de espesor medio (0,50-0,95 m), ocasionalmente mayores (amalgamamiento de estratos), de tonos grises y fuertemente

bioturbadas, observándose estructuras verticales (de escape) y un incremento de la bioturbación a techo de cada estrato (Fig. 6.11); los tubos están rellenos por material dolomitizado. En lámina delgada, presentan texturas wackestone, packstone y wackestone – packstone, con una diversificada fauna compuesta por algas verdes, foraminíferos bentónicos, briozoos y discórbidos, asociados a fragmentos de grandes moluscos (bivalvos y gasterópodos) y escasas placas de equinodermos (Fig. 6.12); estos últimos disminuyen en proporción hacia techo de los bancos, en sentido contrario a la bioturbación. Entre los granos no esqueléticos, son muy escasos los intraclastos y peloides, estando éstos generalmente asociados a niveles de transición.

2₁ *Calizas bioclásticas con glauconita.*
Biocalcarenitas con intraclastos, dispuestas en

bancos planoparalelos de 0,50-0,60 m y de 0,20-0,25 m, muy regulares, con granoclasificación positiva (Fig. 6.13a); ocasionalmente, se reconocen niveles de menor espesor bastante bioturbados. Destacan dentro de la sucesión por su carácter bioclástico y por la presencia de glauconita y de intraclastos ferruginizados. En lámina delgada ofrecen texturas granosoportadas packstone (localmente wackestone), bioclásticas con matriz micrítica y abundantes gasterópodos, fragmentos de bivalvos, equinodermos y más escasos de briozoos y algas verdes (Fig. 6.13 b). Entre los granos no esqueléticos, destaca la presencia y relativa abundancia de glauconita, así como de intraclastos micríticos redondeados y escasos oolitos. La glauconita aparece en forma de agregados irregulares de color verde luminoso y está asociada a clastos con impregnaciones de materia orgánica (Fig. 6.14 a), muy frecuentemente rellenando las cavidades internas de

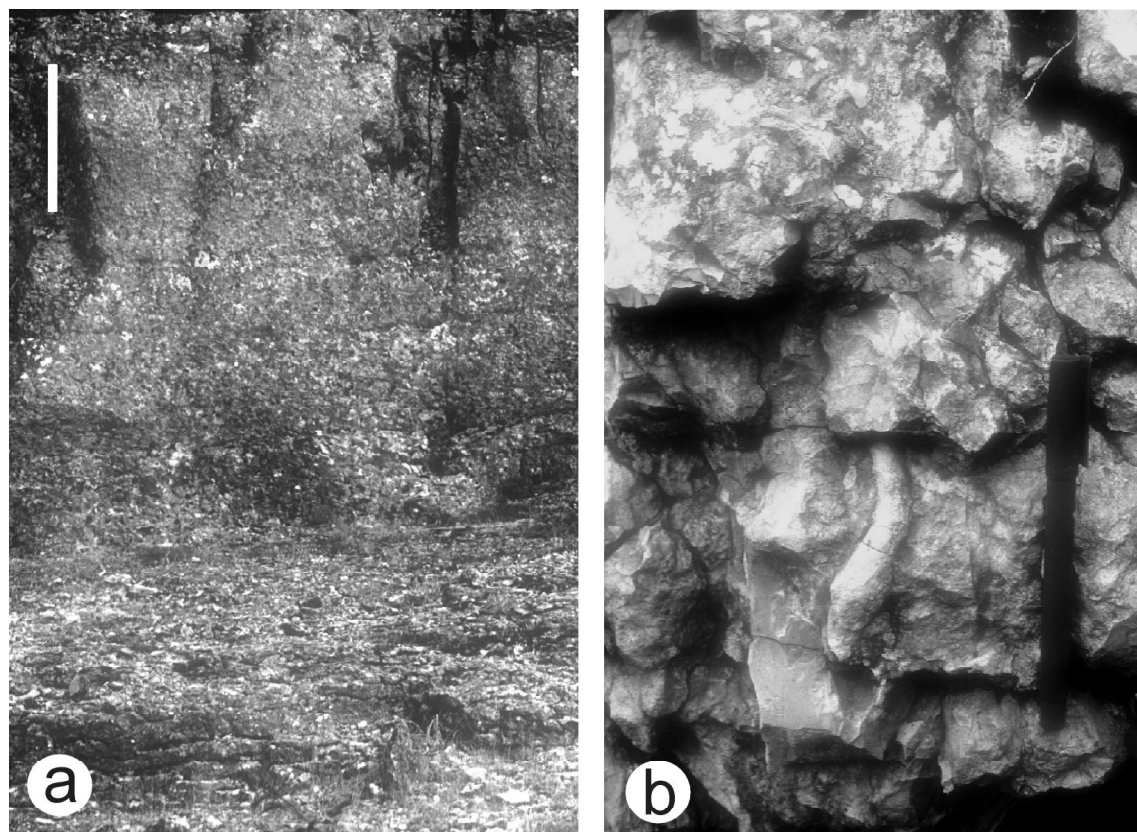


Figura 6.11. Aspectos de campo de la Facies 1 (Calizas for-algal): (a) Bancos de espesor medio a grueso fuertemente bioturbados en la sección de Santa María de las Hoyas; la barra de escala representa 1,5 m. (b) Detalle de la bioturbación, con tubos rellenos por material dolomitizado, que muestran una componente vertical muy acusada, reflejo de una tasa de sedimentación importante; Sección de la Hoz de Silos.

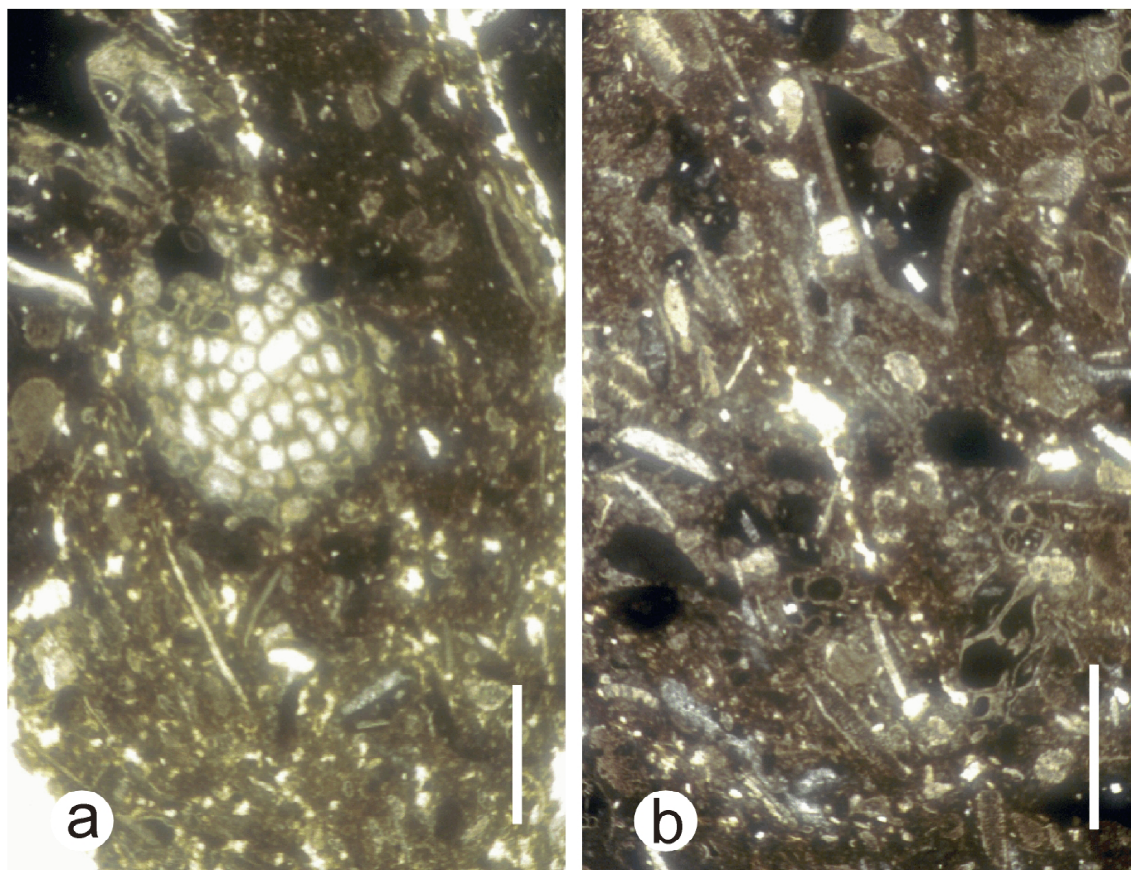


Figura 6.12. Facies 1 (Calizas for-algal) en lámina delgada (33.414) de la muestra 98050108: (a) Calizas wackestone-packstone con briozoos, algas verdes, discórbidos, fragmentos de bivalvos y placas de equinodermos, mostrando una mayor proporción de micrita hacia la parte superior. (b) Texturas granoportadas packstone donde el grado de removilización y fracturación de los bioclastos es mayor, reflejando un episodio de mayor gradiente energético (tormentita). En ambos casos, se observa un proceso postsedimentario de disolución preferencial de los fragmentos de bivalvos y de la matriz micrítica; las barras de escala representan 1 mm.

foraminíferos y gasterópodos (Fig. 6.14 b). Estas características permiten confirmar su bajo grado de evolución y su carácter autigénico.

2₂ Calizas con gasterópodos y foraminíferos. Calizas intrabioclásticas estratificadas en bancos de 0,50 m y de 0,15-0,20 m, siendo los primeros resultado de la superposición de varios bancos más delgados (Fig. 6.15 a). Presentan base y techo bien definidos, destacando, al igual que la facies anterior, por su abundancia relativa de gasterópodos, pelecípodos, equinodermos y ostreidos, así como por su contenido en fragmentos de bioclastos reelaborados. Se localizan en la parte media y superior de la sucesión, constituyendo la base de resaltes morfológicos secundarios; en general, presentan un carácter

estratodecreciente a nivel de estratos y de conjunto de estratos. Al microscopio ofrecen texturas granoportadas packstone (Fig. 6.15.b) y subordinadamente, wackestone, con cemento esparítico y ocasionalmente micrita, relleno los huecos intergranulares. Se reconocen intraclastos subredondeados a redondeados de micritas y pelmicritas, glauconita detrítica (reelaborada), así como granos agregados y ooides, estos últimos en baja proporción. Dentro de los granos esqueléticos, destaca la gran abundancia de gasterópodos turríteliformes de tamaños variados y de foraminíferos bentónicos de conchaaporcelanada gruesa (miliolidos), asociados a grandes fragmentos de bivalvos, placas de equinodermos, algas verdes y con menor frecuencia, briozoos.

3 *Calizas oolíticas con foraminíferos.* Oosparitas tableadas en bancos de 10-20 cm, de base y techo bien definidos, con una continuidad de un centenar de metros, relevándose lateralmente (Fig. 6.16.a). Presentan texturas granosoportadas grainstone muy lavadas (sin micrita), reconociéndose en algunas láminas acumulaciones de peloides irregularmente repartidos entre los granos. Los ooides se encuentran enteros, son subesféricos a elipsoidales, homométricos y presentan envueltas mayoritariamente tangenciales (Fig. 6.16.b), aunque también los hay con microestructura radial y ejemplares micritizados en los que no se aprecia estructura interna. Se reconocen intraclastos micríticos y pelmicríticos redondeados, así como granos agregados (en algunos casos, ooides) recubiertos por una fina envuelta calcárea. La porosidad intergranular está sellada por cementos esparíticos formando mosaicos de grandes cristales, aunque también se reconocen otros tipos de cementos previos, frangeantes (*rimmed*). Dentro de los componentes esqueléticos, la diversidad es muy baja, destacando la presencia de milioláceos de concha gruesa, pequeños gasterópodos, placas de equinodermos y escasos serpúlidos y algas verdes. Estos componentes constituyen, en una proporción elevada, el núcleo de los ooides. No se reconocen fragmentos de bivalvos.

2 *Margas fosilíferas.* Margas grises y ocreas, en general poco bioturbadas, pero con una abundancia relativa de fósiles, escasamente variados: bivalvos de pequeña talla, gasterópodos, equinodermos regulares e irregulares y ostreidos. Se disponen en bancos de 30-50 cm y se localizan en la parte superior de los dos primeros entrantes morfológicos de la sucesión, así como en algunas secciones asociados a la base de la primera barra carbonatada. También aparecen en niveles más pequeños de 5-15 cm, a modo de juntas en los interestratos calcáreos, destacando por un menor contenido en fósiles, básicamente reducido a la presencia de ostreidos.

3 *Calizas nodulares con ostrácodos.* Calizas micríticas y pelmicríticas grises, ricas en materia orgánica, que se disponen en niveles delgados de pobre expresión morfológica. En ocasiones, presentan aspecto nodular por bioturbación. Se localizan preferentemente en los metros iniciales de cada sección (tramos 13,

15, 20, 23, etc.; Fig. 6.5) y en los entrantes morfológicos asociados a niveles de margas y calizas lajosas (Fig. 6.17.a). En lámina delgada ofrecen texturas mudstone y wackestone de tonos oscuros muy homogéneas, caracterizándose por la baja presencia de granos carbonatados, dentro de los cuales se reconocen escasos peloides y algún ooide disperso. Destaca la relativa abundancia de ostrácodos de concha fina y la presencia de miliolidos y serpúlidos, bien en fragmentos, bien en colonias de 4-6 tubos (Fig. 6.17.b). En algunas láminas es frecuente la presencia de cristales rómbicos de dolomita.

3 *Margas con materia orgánica.* Margas amarillas y grises nodulares, que se disponen en bancos de 0,40-0,50 m, destacando por su bioturbación, carácter nodular y alto contenido en materia orgánica (Fig. 6.18.). Presentan un bajo contenido en fósiles, reducido a escasos pelecípodos, gasterópodos y, puntualmente, ostreidos. Se localizan preferentemente en el comienzo de cada sección estratigráfica y en la mitad inferior de los tres entrantes morfológicos reconocidos, señalando el final de las barras carbonatadas.

4 *Calizas estromatolíticas.* Aparecen en dos bancos de 0,50 m y 0,15-0,20 m respectivamente, definiendo sendos niveles guía de correlación a la escala de este trabajo, dada su elevada continuidad lateral (Gil *et al.*, 2001). El primero de ellos, parcialmente recrystalizado, define formas de planta esferoidal a escala métrica, sin desarrollar grandes estructuras en domo (Fig. 6.19.a). Constituye un tramo de pobre expresión morfológica con estructuras de desecación que facilitan la disgregación mecánica de las láminas o capas en forma de cantos planos. El segundo nivel, reconocido en trabajos precedentes (Floquet, 1991), presenta un excelente estado de conservación, sin estructuras de desecación, ni huellas de recrystalización que reflejen procesos de exposición subaérea prolongados (Fig. 6.19 b). Está constituido por formas esferoidales a escala centimétrica con una componente vertical de crecimiento, definiendo pequeños domos en los que cada lámina alcanza la base del mismo y se extiende lateralmente, continuando a través de los domos adyacentes (Fig. 6.20 a). Atendiendo a la clasificación de Logan *et al.*, (1964), se trata de formas compuestas tipo LLH-C (*close laterally linked*

hemispheroids) y SH-C (*vertical stacked hemispheroids*). En lámina delgada, se observa una alternancia muy regular de finos niveles de peloides y de fango carbonatado, entre los que se intercalan cavidades fenestrales alineadas, dejadas tras la descomposición de la malla microbiana y rellenadas con posterioridad por un cemento calcítico (Fig. 6.20.b). Los domos se desarrollan a partir de un sustrato irregular formado por intraclastos micríticos de tamaño medio y cantos planos de láminas estromatolíticas removilizadas que, previamente han quedado cubiertas por colonias de serpulidos. Éstos también aparecen en las áreas inter-domo, entre diferentes envueltas estromatolíticas (Fig. 6.21.a). En algunos afloramientos, sobre la superficie de los estromatolitos se extiende una estructura orgánica de forma globosa e irregular (Fig. 6.21.b), sin patrón de crecimiento definido, asimilable a un lithocodioideo tipo *Bacinella* (Bernaus, J.M.; comunicación personal), sobre la cual se desarrolla una importante costra ferruginosa. En algunas láminas es frecuente también la presencia de cristales rómbicos de dolomita.

4₂ *Calizas lajosas*. Calizas finamente tableadas en bancos de 10 a 25 cm (localmente, más gruesos), formadas por una alternancia milimétrica interna de calcarenitas y micritas con intercalaciones margosas (Fig. 6.22). La relación fino/grueso del sedimento determina las estructuras sedimentarias presentes, observándose todas las situaciones posibles, desde lenticulas aisladas de calcarenitas (ripples) dispersas dentro de un conjunto arcillo-margoso, a laminación flaser de arcillas depositadas en los senos de los ripples, pasando por situaciones intermedias (las más frecuentes) de laminación ondulada con una alternancia muy continua de niveles tractivos (trenes de ripples) y de baja energía. Ocasionalmente se reconocen niveles de removilización de bioclastos y brechas de cantos planos con estratificación cruzada y base erosiva, asociados a eventos de alto régimen hidrodinámico. De igual manera que en las facies anteriores, se localizan preferentemente dentro de los entrantes morfológicos y al comienzo de cada sección.

4₃ *Calizas oolíticas vadasas*. Calcarenitas oolíticas dispuestas en bancos de 15-20 cm de espesor asociadas a la facies 2₃ en la parte superior de la sucesión. En lámina delgada, presen-

tan texturas granosoportadas grainstone con un escaso o nulo grado de empaquetamiento (Fig. 6.23.a). Los ooides, que presentan una o dos envueltas, mayoritariamente con microestructuras radiales, son esferoidales, homométricos y en un porcentaje apreciable están fragmentados, pero no removilizados (Fig. 6.23.b). También se reconocen intraclastos redondeados de calizas micríticas con discórbidos, granos agregados y ooides con un crecimiento diferencial tipo pisolítico (Fig. 6.24 a). En cuanto a los cementos, se reconocen varios tipos: uno inicial frangeante (*rimmed*; Fig. 6.24.b), que reduce la porosidad primaria, y otro posterior, en mosaico, que rellena los huecos restantes (intergranulares y núcleos de los ooides disueltos) con grandes cristales de esparita. La diversidad de fauna es baja, reduciéndose a pequeños fragmentos de bivalvos, gasterópodos, miliólidos y algas verdes, que constituyen en muchos casos el núcleo de los ooides. En algunas láminas el contenido en bioclastos iguala o supera al de ooides.

5 *Dolomías y calizas recrystalizadas*. Dolomías amarillas, calizas mudstone completamente recrystalizadas de tonos grises, con abundantes geodas de calcita y nódulos de hierro, dispuestas en bancos de espesor variable sin estructura interna definida (Fig. 6.25.a), que desarrollan a techo una importante superficie ferruginosa y/o estructuras de disolución cárstica; los procesos de dolomitización han borrado toda la microestructura primaria de las rocas (Fig. 6.25.b). Se localizan en la mitad superior de la sucesión estudiada, marcando el final de los entrantes morfológicos. En algunos afloramientos (Sto. Domingo de Silos; Alto del Portillo, Santa María de las Hoyas, Alto de Cervera) son brechas dolomíticas de colapso (Fig. 6.10.a) por disolución precoz de evaporitas, asociadas a la presencia de pseudomorfo calcíticos (diagenéticos) de cristales de evaporitas, estructuras *chicken-wire*, hinchamientos de naturaleza anhidrítica, huellas de raíces y otras características macro y microtexturales que reflejan procesos de diagénesis temprana (Floquet, 1991).

Asociaciones de Facies

En general, las facies por sí solas no permiten identificar, con total claridad, los sistemas sedimentarios bajo los cuales se generan. Sin

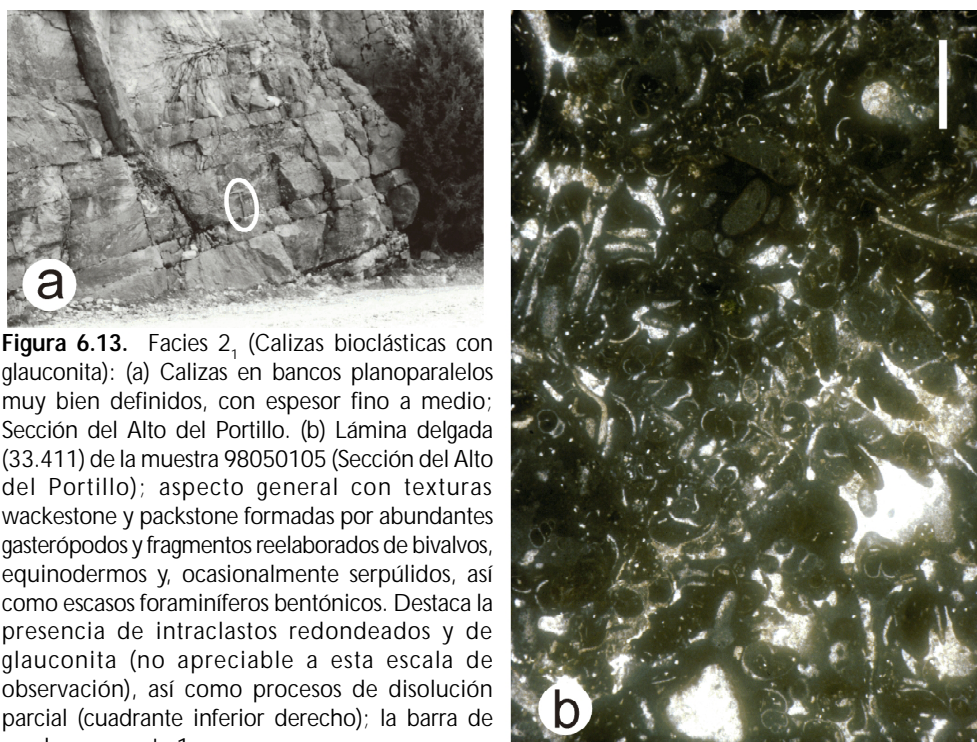


Figura 6.13. Facies 2₁ (Calizas bioclásticas con glauconita): (a) Calizas en bancos planoparalelos muy bien definidos, con espesor fino a medio; Sección del Alto del Portillo. (b) Lámina delgada (33.411) de la muestra 98050105 (Sección del Alto del Portillo); aspecto general con texturas wackestone y packstone formadas por abundantes gasterópodos y fragmentos reelaborados de bivalvos, equinodermos y, ocasionalmente serpulidos, así como escasos foraminíferos bentónicos. Destaca la presencia de intraclastos redondeados y de glauconita (no apreciable a esta escala de observación), así como procesos de disolución parcial (cuadrante inferior derecho); la barra de escala representa 1 mm.

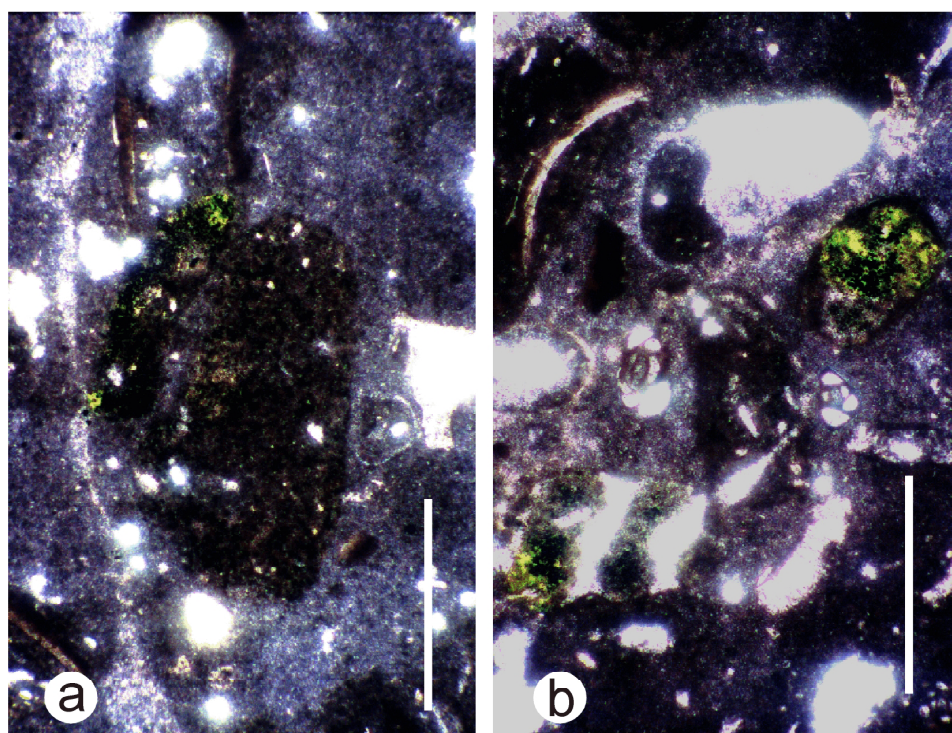


Figura 6.14. Facies 2₁ (Calizas bioclásticas con glauconita): (a) Lámina 33.410 de la muestra 98050401, con detalle de la génesis de glauconita poco evolucionada (verde luminoso) a partir de clastos orgánicos; la barra de escala corresponde a 1 mm. (b) Lámina 33.408 de la muestra 98050102, en la que se reconocen fragmentos de bivalvos, miliolidos y gasterópodos turriteliformes (moldes internos) con abundante glauconita rellenoando sus cavidades internas; la materia orgánica asociada a estos clastos (impregnaciones negras) proporcionarían un microambiente reductor necesario para la génesis de glauconita (Cloud, 1955); la barra de escala representa 1 mm.

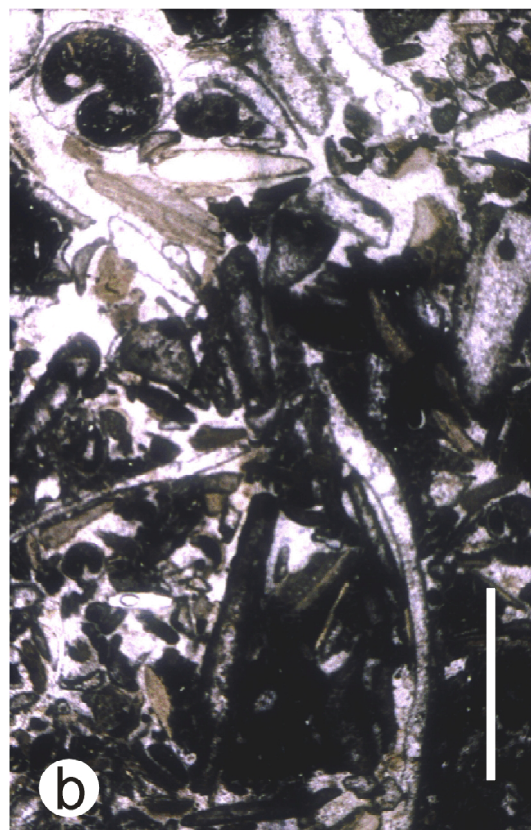


Figura 6.15. Facies 2₂ (Calizas con gasterópodos y foraminíferos): (a) Calizas intrabioclásticas en bancos planoparalelos de base y techo muy netos; Sección del Alto del Portillo. La barra de escala representa 2 m. (b) Lámina delgada (33.420) de la muestra 98050302; Packstone bioclástico formado por la acumulación de fragmentos de gasterópodos (abundantes), básicamente turriteliformes, bivalvos, equinodermos, algas verdes y foraminíferos bentónicos (no identificables en la imagen). Entre los granos no esqueléticos se reconocen intraclastos redondeados, granos agregados y una alta proporción de glauconita reelaborada (detrítica). Se reconoce algo de micrita en el cuadrante inferior derecho y en los huecos internos de algunos gasterópodos. La barra de escala representa 2 mm.

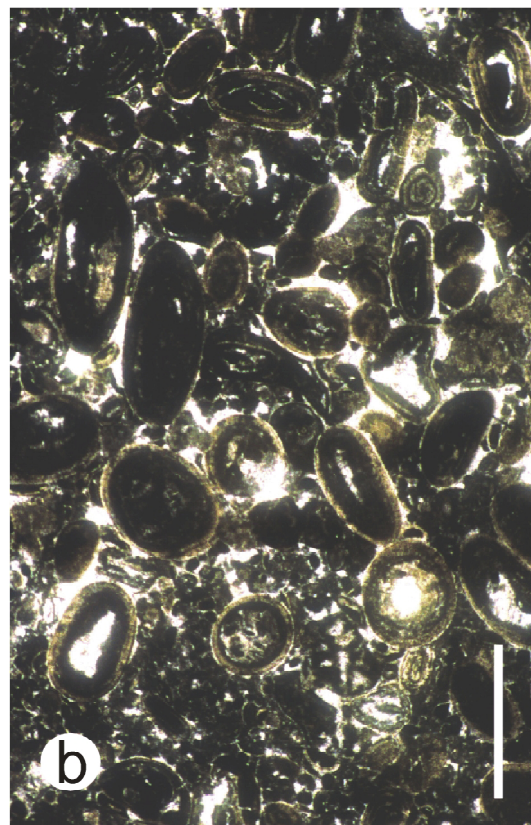


Figura 6.16. Facies 2₃ (Calizas oolíticas con foraminíferos): (a) Calizas tableadas blancas en bancos de 10-20 cm bien definidos; Sección de Contreras I. (b) Lámina delgada (33.395) de la muestra 98051002b; Oosparita con pellets e intraclastos. Los oolitos están enteros, tienen un tamaño medio superior a 0,5 mm, microestructura tangencial y formas subesféricas y elongadas. Son frecuentes intraclastos redondeados y granos agregados de oolitos previos y de pelmicritas. Entre los componentes esqueléticos destacan los miliolidos, escasos gasterópodos y placas de equinodermos, así como la ausencia de fragmentos de bivalvos. Se reconoce una etapa de disolución selectiva que afectó fundamentalmente al núcleo de los oolitos (¿fragmentos de bivalvos?), posteriormente sellada por un cemento en mosaico. La escala representa 1 mm.

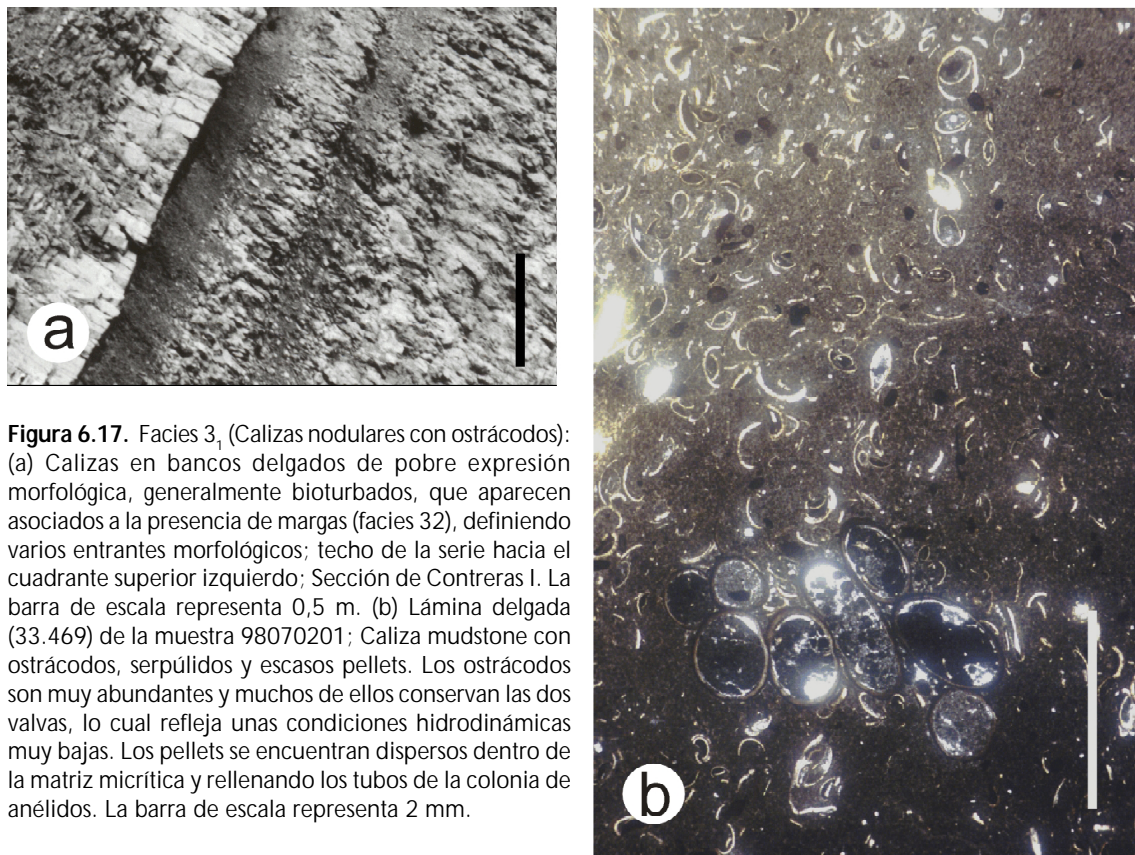


Figura 6.17. Facies 3₁ (Calizas nodulares con ostrácodos): (a) Calizas en bancos delgados de pobre expresión morfológica, generalmente bioturbados, que aparecen asociados a la presencia de margas (facies 3₂), definiendo varios entrantes morfológicos; techo de la serie hacia el cuadrante superior izquierdo; Sección de Contreras I. La barra de escala representa 0,5 m. (b) Lámina delgada (33.469) de la muestra 98070201; Caliza mudstone con ostrácodos, serpúlidos y escasos pellets. Los ostrácodos son muy abundantes y muchos de ellos conservan las dos valvas, lo cual refleja unas condiciones hidrodinámicas muy bajas. Los pellets se encuentran dispersos dentro de la matriz micrítica y relleno de los tubos de la colonia de anélidos. La barra de escala representa 2 mm.

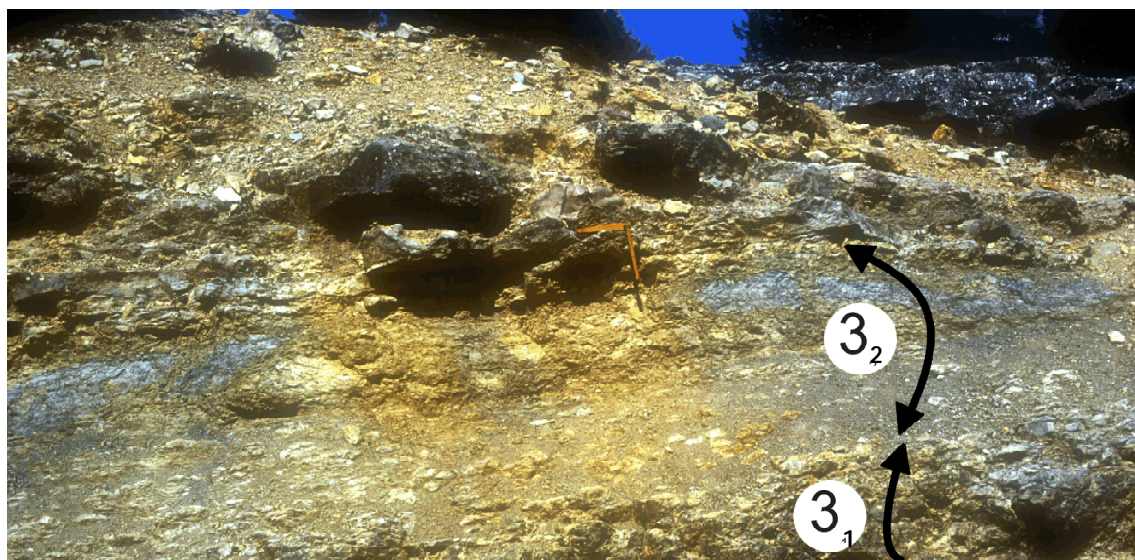


Figura 6.18. Facies 3₂ (Margas con materia orgánica): Margas amarillas nodulares de pobre expresión morfológica, que destacan por la baja abundancia de fósiles y el alto contenido en m.o. Aparecen asociadas a la facies 3₁ y a calizas de ambientes mareales (4₂) formando parte de los entrantes morfológicos reconocidos a lo largo de la sucesión estratigráfica; Sección del Alto del Portillo.

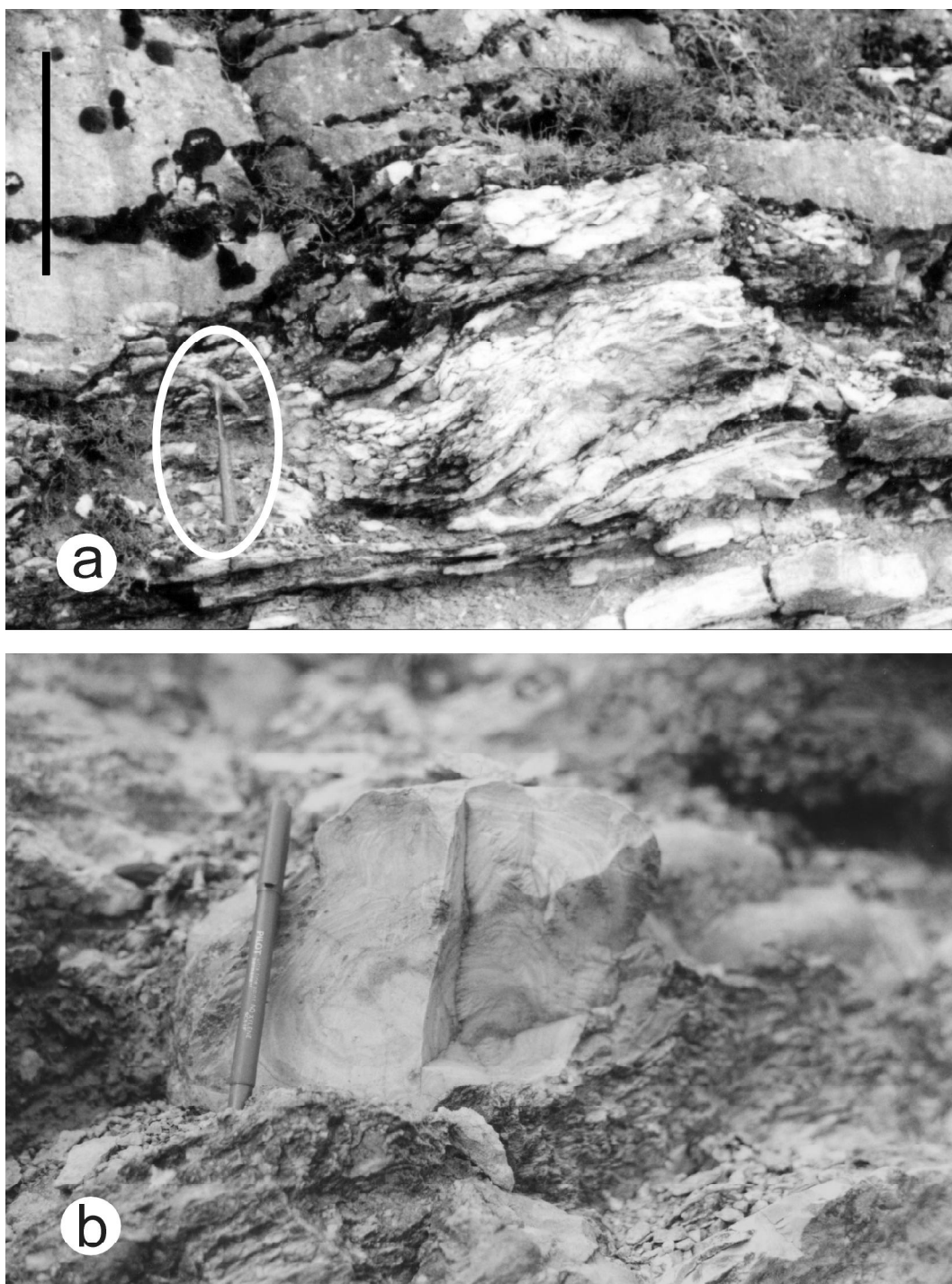


Figura 6.19. Facies 4₁ (Calizas estromatolíticas): (a) Nivel estromatolítico inferior de formas dómicas y escala métrica, afectado por procesos de recristalización y desecación que favorecen el desmembramiento de las sucesivas láminas, cuya removilización da origen a brechas de cantos planos en las áreas interdomo. Por encima, el banco superior se adapta a la morfología previa e incorpora parte de estos cantos planos; Sección del Alto del Portillo. La barra de escala representa 0,5 m. (b) Nivel estromatolítico superior, compuesto por formas esferoidales de escala centimétrica en perfecto estado de conservación. Presenta una elevada extensión regional que se prolonga más allá del sector estudiado, hasta los afloramientos meridionales de la Cordillera Vasco-cantábrica; Sección del Alto del Portillo. El rotulador de escala mide 14 cm.

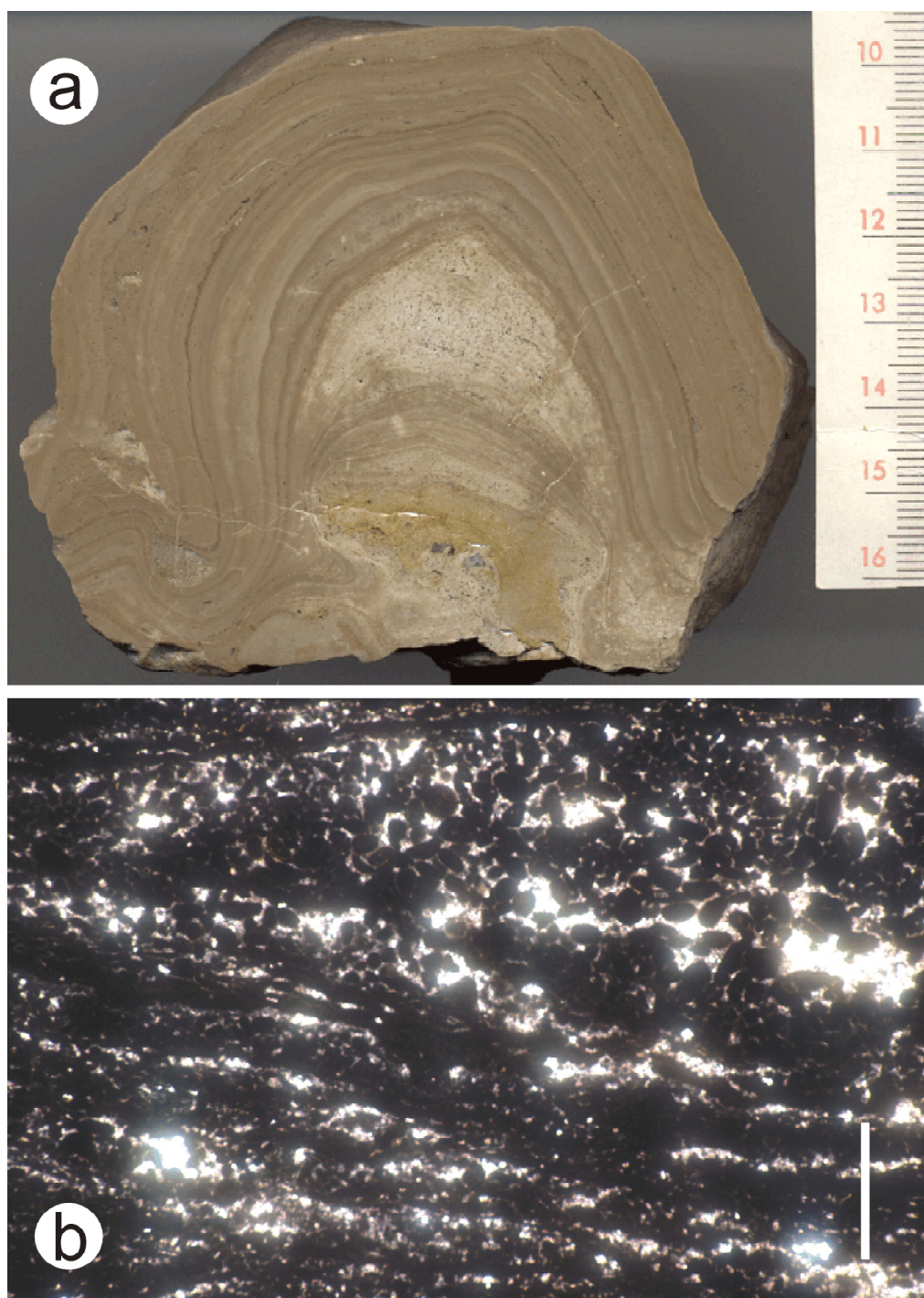


Figura 6.20. Facies 4₁ (Calizas estromatolíticas): (a) Detalle de una sección longitudinal y pulida de una forma esferoidal (muestra 98042114), correspondiente al segundo nivel estromatolítico de la sucesión; se observa cómo las sucesivas envueltas alcanzan la base del domo y se extienden lateralmente hacia el siguiente. Se desarrollan sobre un sustrato irregular formado por intraclastos micríticos y cantos planos, coexistiendo en el espacio y en el tiempo con colonias de anélidos (flechas); la escala está en centímetros. (b) Lámina 35.147 de la muestra 00082301; fina alternancia de niveles granosoportados de peloides y algún ooide, y de fango carbonatado. Dentro de éstos últimos se reconocen cavidades fenestrales cementadas por esparita. No se reconocen grietas de desecación, ni estructuras semejantes, que produzcan la rotura de las láminas y el desplazamiento interno de los peloides. La barra de escala representa 1 mm.

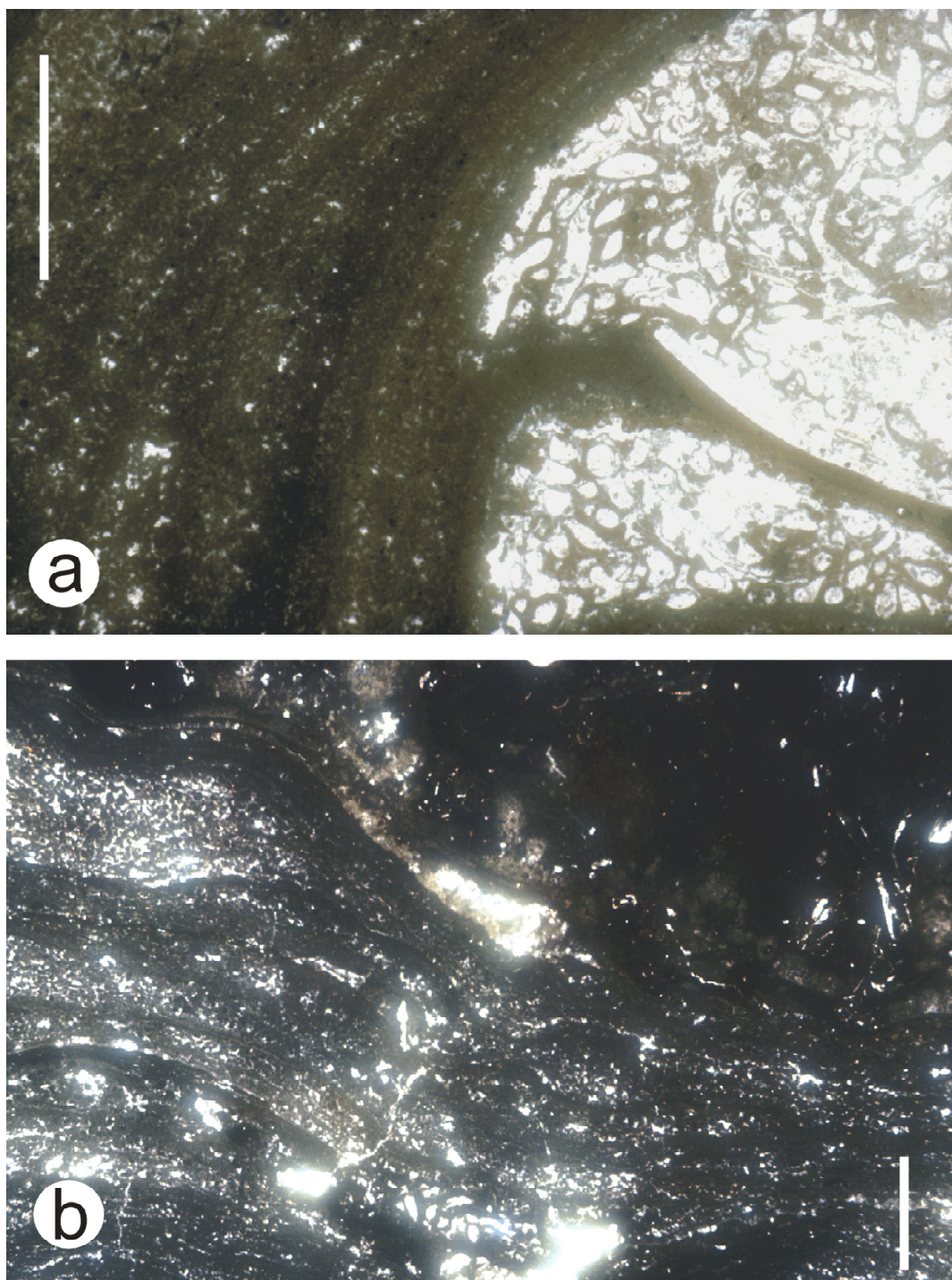


Figura 6.21. Facies 4₁ (Calizas estromatolíticas): (a) Lámina delgada de la muestra 98042114, en la que se observa una laminación fenestral muy clara y la presencia de colonias de serpúlidos, preferentemente en áreas interdomo, cubiertas por sucesivas envueltas estromatolíticas. La barra de escala representa 2 mm. (b) Lámina 35.147 de la muestra 00082301. Desarrollo sobre la superficie del estromatolito de un lithocodoideo de forma globosa y crecimiento irregular, dentro del cual se reconocen algunos cristales rómbicos de dolomita. Así mismo, se reconocen pequeñas estructuras transversales a las láminas estromatolíticas, que se interpretan como leves grietas de desecación desarrolladas en la parte superior del estromatolito. La barra de escala representa 2 mm.

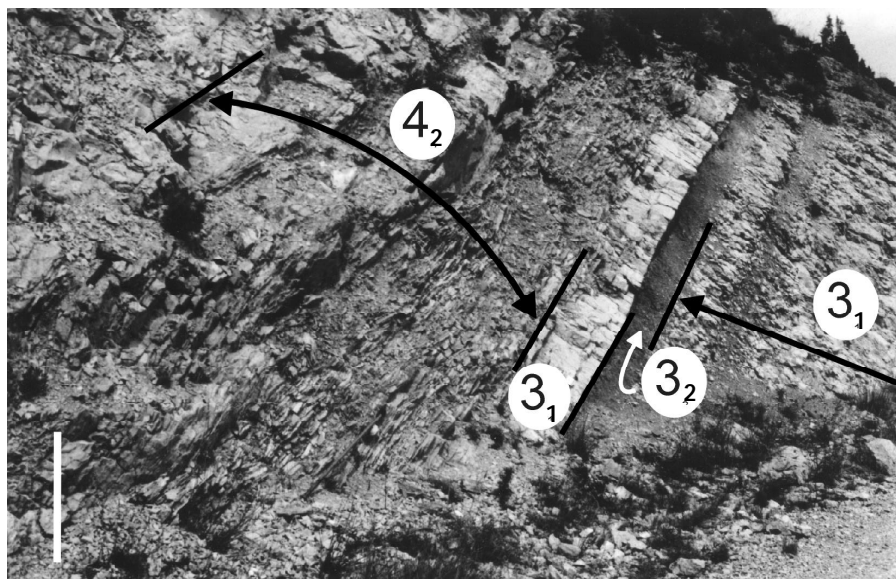


Figura 6.22. Facies 4₂ (Calizas lajosas): Calizas tableadas en bancos centimétricos a milimétricos formados por la alternancia de niveles tractivos y de baja energía, con laminación ondulada, de ripples, intercalaciones margosas y niveles de removilización y acumulación de bioclastos e intraclastos, que reflejan episodios de mayor régimen hidráulico. Aparecen asociados a las facies 3₁ y 3₂ en los entrantes morfológicos de la sucesión estratigráfica. La barra de escala representa 1 m.

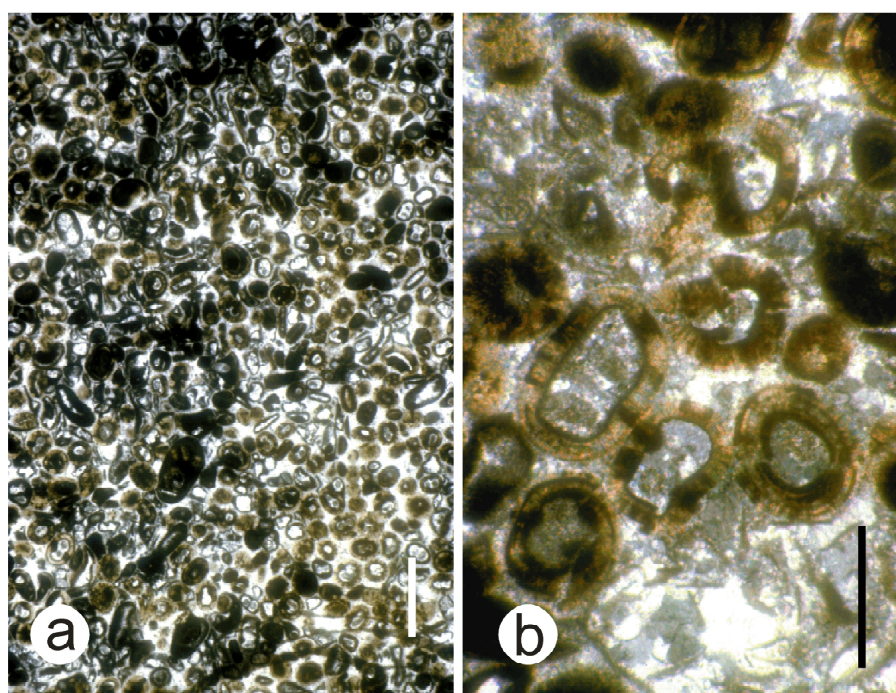


Figura 6.23. Facies 4₃ (Calizas oolíticas vadasas): (a) Lámina delgada (33.403) de la muestra 98051008 (Alto del Portillo) en la que se observa una oosparita muy lavada (textura grainstone sin micrita), formada por ooides subesféricos, homométricos y escasamente compactados; la barra de escala representa 5 mm. (b) Detalle de la lámina anterior; los ooides están formados por una o dos envueltas carbonatadas con microestructura radial a partir de un núcleo disuelto, que está sellado por un cemento esparítico en mosaico reconocible también entre los granos; los ooides están frecuentemente fragmentados, pero no removilizados. Esta característica, unida al bajo grado de empaquetamiento, sugiere fases de cementación temprana; la barra de escala representa 1 mm.

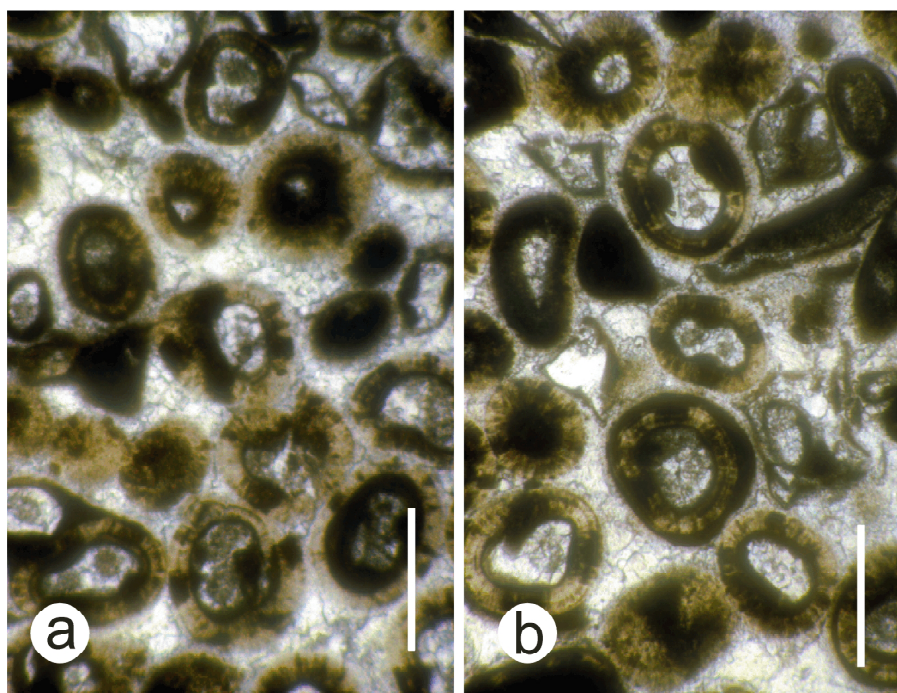


Figura 6.24. Facies 4₃ (Calizas oolíticas vadosas): (a) Lámina delgada (33.403) de la muestra 98051008 (Alto del Portillo) en la que se observa la presencia de ooides fragmentados y de granos agregados (cuadrante inferior), así como un crecimiento diferencial (pisolítico) de las envueltas de los ooides (centro); la barra de escala representa 1 mm. (b) Detalle de la lámina anterior, mostrando dos tipos de cementación: uno inicial frangeante o "tipo rimmed" con microestructura radial, que tapiza la cara externa de todos los ooides, desarrollándose en numerosas ocasiones sobre una envuelta micrítica previa; y otra posterior, en mosaico, formada por grandes cristales esparíticos que reducen la porosidad primaria y secundaria (núcleos de ooides disueltos); la barra de escala representa 1 mm.

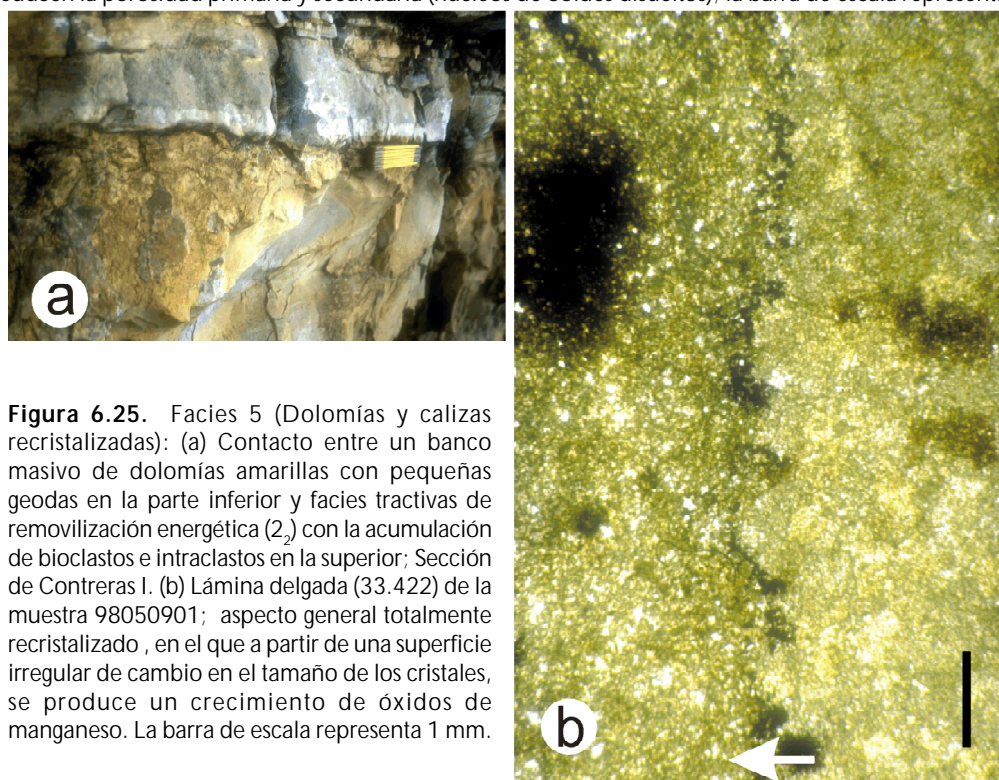


Figura 6.25. Facies 5 (Dolomías y calizas recrystalizadas): (a) Contacto entre un banco masivo de dolomías amarillas con pequeñas geodas en la parte inferior y facies tractivas de removilización energética (2₂) con la acumulación de bioclastos e intraclastos en la superior; Sección de Contreras I. (b) Lámina delgada (33.422) de la muestra 98050901; aspecto general totalmente recrystalizado, en el que a partir de una superficie irregular de cambio en el tamaño de los cristales, se produce un crecimiento de óxidos de manganeso. La barra de escala representa 1 mm.

embargo, su posterior agrupamiento en asociaciones de facies que se suceden en la vertical, atendiendo a criterios de afinidad sedimentaria o ambiental (*Ley de Walther*), permite una interpretación más precisa de dichos sistemas deposicionales.

Ahora bien, también se pueden definir asociaciones de facies con un significado diferente, genético o evolutivo. Como se ha comentado al inicio de este apartado, los estratos o sus facies conservan información sobre el evento de depósito y, en este sentido, facilitan el reconocimiento de las diferentes etapas o cortejos sedimentarios relativos a la génesis de secuencias deposicionales. Las facies que integran una asociación de este tipo presentan unas condiciones deposicionales² comunes, que reflejan unas situaciones del nivel del mar concretas ("momento" eustático). Estas facies no tienen por que sucederse de forma continua en la vertical, pudiendo estar repartidas a lo largo de la sucesión estratigráfica según una pauta de repetición periódica, mostrando ese momento eustático o cortejo sedimentario en las diferentes secuencias deposicionales.

En esta ocasión, se han integrado ambos criterios, el sedimentológico y el deposicional, y se han establecido varias asociaciones de facies (Fig. 6.26), que cumplen con un doble objetivo: a) aproximarnos a los sistemas deposicionales y ambientes sedimentarios existentes en este sector de la plataforma carbonatada; b) identificar y, posteriormente, caracterizar desde el punto de vista de las facies que lo componen, los diferentes cortejos presentes en las secuencias deposicionales (ver 6.2.4).

1. *Asociación de facies de plataforma abierta, o de ambiente infralitoral inferior no restringido.* Está representada por la Facies 1, caracterizada por una diversidad de faunas fósiles relativamente elevada, así como por un gradiente hidrodinámico medio-bajo, por debajo del nivel de base normal del oleaje, que favorece una mayor actividad biogénica sobre el sedimento blando del fondo. Las estructuras de escape y la concentración de la bioturbación a techo de los bancos, reflejan procesos sedimentarios finitos

o discontinuos, con una alta tasa de sedimentación que sólo se reduce al final de los mismos, dentro de un contexto sedimentario agradacional. Los afloramientos más septentrionales (Hoz de Silos, Contreras I y II) muestran amalgamación de estratos, propia de contextos más profundos, en los que los procesos sedimentarios son más continuos.

2. *Asociación de facies de alta energía (shoreface), o de ambiente infralitoral superior no emergido.* Está caracterizada por facies de removilización bioclástica con una baja diversidad de faunas, pero muy abundantes, que reflejan un gradiente hidrodinámico alto, propio de escenarios situados por encima del nivel de base normal del oleaje. Está representada por las Facies 2₁, 2₂ y 2₃, cuya disposición vertical a lo largo de la sucesión (2₁ en la base, 2₂ en la zona media, y 2₃ en la zona superior), muestra una evolución gradual hacia escenarios más energéticos (texturas grainstone) y someros (*shoals* oolíticos en áreas subtidales someras), marcando una tendencia global somerizante, como muestra la existencia de cementos tempranos en la última de ellas. Ocasionalmente, alternan con niveles de margas ricas en fósiles (2₄) definiendo asociaciones de estratos marga-caliza (2₄-2₂, 2₄-2₁) de granoclasificación negativa.

3. *Asociación de facies de ambientes litorales, o zona de plataforma interna muy somera y de baja energía.* Está representada por las Facies 3₁ y 3₂, en las que la presencia de texturas micríticas, la baja diversidad de faunas y el elevado contenido en materia orgánica reflejan un cierto grado de confinamiento, pudiendo estar relacionada con unos valores de salinidad y/o de O₂ anormales. La presencia de arcillas y la relativa abundancia de ostrácodos de concha fina, reflejan su carácter litoral. Esto se ve refrendado por la aparición de cristales rómbicos de dolomita en una proporción mayor a otras facies analizadas, lo que en este tipo de escenarios se asocia a procesos de dolomitización incipientes a partir de aguas meteóricas.

4. *Asociación de facies margino-litoral, o de ambientes costeros mareales.* Está representa-

² contexto deposicional: régimen hidrodinámico, índice de removilización, tasa de acumulación, espacio de acomodación, etc.

| FACIES | | CARACTERÍSTICAS | ASOCIACIONES |
|----------------|--|---|--------------------|
| 1 | Calizas for-algal | W, P, W-P + discóridos + algas verdes + bivalvos + equinodermos + briozoos + bioturbación intensa | PLATAFORMA ABIERTA |
| 2 ₁ | Calizas bioclásticas con glauconita | W, P bioclástico + gasterópodos + frag. bivalvos + frag. equinodermos + glauconita | SHOREFACE |
| 2 ₂ | Calizas con gasterópodos y foraminíferos | W, P bioclástico + gasterópodos + frag. bivalvos + frag. equinodermos + escasos frag. briozoos y algas verdes | |
| 2 ₃ | Calizas oolíticas con foraminíferos | P, G oolítico y/o bioclástico + foraminíferos | |
| 2 ₄ | Margas fosilíferas | Margas + equinodermos + bivalvos + gasterópodos + ostreídos | |
| 3 ₁ | Calizas nodulares con ostracodos | M, W nodulares + bioturbación + ostracodos + m.o. + colonias de anélidos + pellets | LITORAL |
| 3 ₂ | Margas con materia orgánica (m.o.) | Margas nodulares + m.o. + bioturbación | |
| 4 ₁ | Calizas estromatolíticas | Estromatolitos con formas globulares | COSTERO MAREAL |
| 4 ₂ | Calizas lajosas | Calizas con laminación ondulada + lenticulas + ripples + laminación flaser | |
| 4 ₃ | Calizas oolíticas vadosas | G oolítico y bioclástico + estructuras radiales + cementos vadosos | |
| 5 | Dolomías y calizas recristalizadas | Cristales rómbicos de dolomita + microcarst + brechas de colapso | SUPRALITORAL |

M = Mudstone; W = Wackestone; P = Packstone; G = Grainstone

| | | |
|------------------------|------------------------|--------------|
| Facies de alta energía | Facies de baja energía | Otras facies |
|------------------------|------------------------|--------------|

Figura 6.26. Cuadro de facies de la Fm. Munecas en el Sector I del área de estudio, mostrando sus principales características litológicas y de contenido fósil, así como su agrupamiento en varias asociaciones de facies.

da por las Facies 4₁, 4₂ y 4₃, reflejando unas condiciones deposicionales propias de la zona intermareal y su tránsito a la supramareal. La presencia de calizas lajosas (4₁) con una fina alternancia de depósitos tractivos y de decantación, así como de estructuras de laminación ondulada, flaser y lenticular son características de la zona intermedia de una llanura mareal, donde la acción periódica de las mareas (corrientes de flujo, repunte y corrientes de reflujo) determinan la ritmicidad de los episodios de depósito. Los estromatolitos (4₂) son igualmente característicos de llanuras intermareales relativamente protegidas de la acción del oleaje, experimentando breves y repetidos periodos de humidificación y desecación durante la subida y bajada de las mareas. Sin embargo, pueden alcanzar también la zona supramareal, estando en este caso afectados por episodios de desecación más prolongados que provocan la aparición de grietas de retracción, brechificación y otras estructuras de desecación que favorecen su fragmentación y disgregación mecánica (estromatolito del nivel inferior; Fig. 6.19.a). Así mismo, la presencia de pisolitos (4₃) con un crecimiento diferencial de las envueltas, más desarrollado en la parte inferior que en la superior, asociado a la presencia de ooides con envueltas radiales y a cementos frangeantes, son características propias de zonas vadosas. La proporción relativamente alta de ooides y pisoides fragmentados se relaciona con los frecuentes episodios de desecación que tienen lugar en estos subambientes. El hecho de que en muchos casos los granos fragmentados no estén removilizados sugiere una fase de cementación temprana.

5. *Asociación supralitoral, o de plataforma emergida.* Los dominios supralitorales se sitúan por encima de la línea de pleamar y sólo se ven afectados por inundaciones marinas esporádicas. Están caracterizados por la presencia de brechas dolomíticas de colapso por disolución precoz de evaporitas durante una diagénesis temprana, depositadas inicialmente en ambientes hipersalinos de "tipo *sebkha*". En otras ocasiones se trata de facies litorales (3₁ y 3₂) y margino-litorales (4₁ y 4₃) que han quedado expuestas en condiciones subaéreas, asociadas a una interrupción sedimentaria y que han sufrido procesos de recristalización, dolomitización, reemplazamiento, carstificación y ferruginización en

presencia de aguas meteóricas, obliterando las características sedimentarias iniciales de los sedimentos.

Medios Sedimentarios

Las asociaciones de facies anteriormente descritas son características de sistemas deposicionales costeros (*nearshore*) y de plataforma carbonatada interna, pero no restringida, mostrando una alternancia en la vertical según un modelo de apilamiento cíclico, aunque con una tendencia general somerizante, en la que los ambientes costeros y litorales predominan hacia techo.

6.2.4 Secuencias deposicionales y cortejos sedimentarios de 3º y 4º orden

Desde los conceptos genéticos o evolutivos que emanan del análisis secuencial, muy diferentes a los exclusivamente litoestratigráficos o sedimentológicos, la sucesión descrita en el apartado 6.2.1 se interpreta de forma distinta. Los materiales de la Fm. Muñecas engloban una secuencia deposicional de 3^{er} orden completa, la llamada en este trabajo *Secuencia Depositional del Turoniense Superior (SD-1)*, dentro de la cual se reconoce una secuencialidad interna de orden menor sobreimpuesta (4º, 5º y 6º orden).

Límites de secuencias

Independientemente de su rango, todas estas secuencias están limitadas por discontinuidades sedimentarias, en general fácilmente reconocibles en la sucesión estratigráfica. Ello es debido a que nos encontramos en ambientes marinos de plataforma interna poco profunda, en la que los procesos sedimentarios están altamente controlados por las oscilaciones eustáticas (sin descartar otros factores tectónicos de carácter local), generando un registro sedimentario incompleto (como en cualquier dominio de plataforma), en el que las discontinuidades estratigráficas quedan perfectamente materializadas a través de cambios bruscos en la evolución vertical de facies, superficies ferruginosas y endurecidas (*hard*

grounds), paleocarstificaciones, brechificaciones, procesos de recristalización y dolomitización tempranos, etc.

En el caso de la secuencia de 3^{er} orden (SD-1), sus límites no coinciden exactamente con los litoestratigráficos de la Fm. Muñecas (Alonso *et al.*, 1993; García *et al.*, 1996a). Se encuentran en el interior de dicho litosoma y están representados por sendas discontinuidades de orden mayor localizadas en posiciones muy concretas de la sucesión estratigráfica (Fig. 6.27/28).

El LÍMITE INFERIOR (SB-1) se sitúa a techo del primer nivel de calizas estromatolíticas (Alto del Portillo, La Galiana, Cabrejas del Pinar y Alto de Cervera; Figs. 6.7.a y 6.19.a), culminando una tendencia claramente emergente manifestada en el primer tramo de la sucesión estratigráfica, compuesto por facies de ambientes mareales (*tidalites inferiures*). En ausencia de este nivel estromatolítico, se desarrolla una importante superficie ferruginosa, tal y como ocurre en las secciones de Contreras I y II, Calatañazor y Tejada, que marca una ruptura sedimentaria entre las facies mareales de los tramos inferiores y la alternancia de margas y calizas fosilíferas glauconíticas superiores.

En las secciones de Cuevas de San Clemente y de Santa María de las Hoyas se encuentra dentro de un tramo cubierto, en tanto que en la sección de la Hoz de Silos (Fig. 6.29.a) se sitúa sobre el banco de calizas lajosas parcialmente recristalizadas con abundantes serpúlidos (facies mareales) que constituye la base de la columna, sobre el cual aflora un tramo cubierto, presumiblemente margoso. Por otra parte, en la sección de Cabrejas del Pinar, el estromatolito está reducido a un nivel de 15 cm con laminación horizontal de algas, sobre el que se desarrollan varios bancos (10-15 cm) de calcarenitas oolíticas muy ferruginizadas, nuevamente con abundantes serpúlidos; algo similar ocurre en la sección del Alto de Cervera, en la que sobre el nivel estromatolítico aflora un banco de margas ricas en m.o. y otro de calizas dolomitizadas amarillas con una importante superficie ferruginosa a techo. En la sección de Alto del Portillo, el banco de estromatolitos (Fig. 6.7.a) adquiere un mayor desarrollo, con formas globulares de amplio radio, encontrándose afectado por procesos de recristalización,

brechificación y estructuras de desecación (grietas de retracción, *tepees*), que reflejan episodios de exposición subaérea relativamente prolongados; Por encima, se depositan facies de removilización bioclástica ricas en glauconita que reflejan ambientes más marinos y energéticos de la plataforma.

Por lo tanto, en este sector el límite inferior SB-1 representa una importante discontinuidad estratigráfica, asociada a un descenso acusado del nivel del mar, que genera una interrupción sedimentaria con episodios de emersión y procesos de recristalización y desecación asociados. Por encima, se constata una brusca retrogradación de los cinturones de facies, señalando el comienzo de una etapa transgresiva mayor. Morfológicamente, dicho límite queda también caracterizado por un notable incremento de la expresión en el relieve por parte de las facies bioclásticas situadas por encima, marcando el comienzo de la primera barra carbonatada de las cuatro observables dentro de la Fm. Muñecas.

El LÍMITE SUPERIOR (SB-2) se sitúa dentro del último tramo de la sucesión estratigráfica, de naturaleza calcarenítica, asociado a una discontinuidad estratigráfica que muestra estructuras y procesos de emersión subaérea.

En la sección de Cuevas de San Clemente se localiza a techo de un conjunto de calcarenitas oolíticas marcadamente recristalizadas y ferruginizadas, dando paso a un tramo blando cubierto; por encima, la serie se vuelve más nodular debido a un incremento de la bioturbación. Algo similar ocurre en la sección de Tejada (Fig. 6.28), en la que el límite puede situarse ligereamente por encima de un nivel de calizas dolomitizadas amarillas, en la parte inferior de un potente conjunto de calizas lajosas semicubiertas (*Tidalites superiures*) con granoclasificación positiva que marca el final de la Fm. Muñecas; da paso a calizas micríticas y margas bioturbadas, mostrando un cambio de tendencia sedimentaria (profundización) hacia contextos más marinos y profundos de la plataforma.

Las secciones de Contreras I y II no presentan, en dicha posición estratigráfica, estructuras significativas de una interrupción

sedimentaria mayor con episodios de exposición subaérea asociados; ello debe estar relacionado con la ausencia de tales eventos de emersión en ese sector de la plataforma. El límite se localiza a techo del tramo 104 de la sección de Contreras II³, debido a su carácter lajoso (tableado de ripples), a la intensa bioturbación y a la superficie ferruginosa de techo, que reflejan una ralentización y/o interrupción sedimentaria, y a un cambio de facies que da paso a un conjunto de calizas micriticas grises y calizas oolíticas y bioclásticas muy ricas en fósiles, propias de contextos sedimentarios algo más marinos; dicho cambio refleja una progresiva disminución de la energía del medio y una retrogradación de los cinturones de facies. Más adelante se verá que las facies de removilización bioclástica caracterizan etapas transgresivas de 3º y 4º orden.

La parte superior de la sección de La Galiana (Fig. 6.29 b) ha sido reconocida a lo largo de un corte de campo, en el que la calidad de exposición disminuye notablemente. El límite de la secuencia se localiza en la mitad inferior de un potente tramo carbonatado y tableado (tramo 101; ver descripción en Anexo I), parcialmente cubierto por derrubios de ladera. En las secciones de Santa María de las Hoyas y Alto del Portillo, el límite tiene tan buena expresión estratigráfica como morfológica; se localiza en un entrante morfológico, especialmente bien desarrollado en la sección de Alto del Portillo, y viene definido por un brusco cambio de facies entre términos recrystalizados (dolomitizados) inferiores, que marcan el núcleo del entrante, y facies oolíticas con foraminíferos bentónicos y gasterópodos, dispuestas en bancos de mayor expresión en el relieve, con granoclasificación negativa.

En las secciones de Calatañazor, Cabrejas del Pinar (Fig. 6.29 c) y Alto de Cervera, está representado por superficies de ferruginización y paleocarstificación desarrolladas sobre calizas parcialmente recrystalizadas, así como por calizas brechoides recrystalizadas con abundantes geodas rellenas por pseudomorfos de calcita y, por dolomías tableadas rojas de base irregular erosiva. Por último, en la sección de la Hoz de Silos se localiza a techo del nivel de brechas

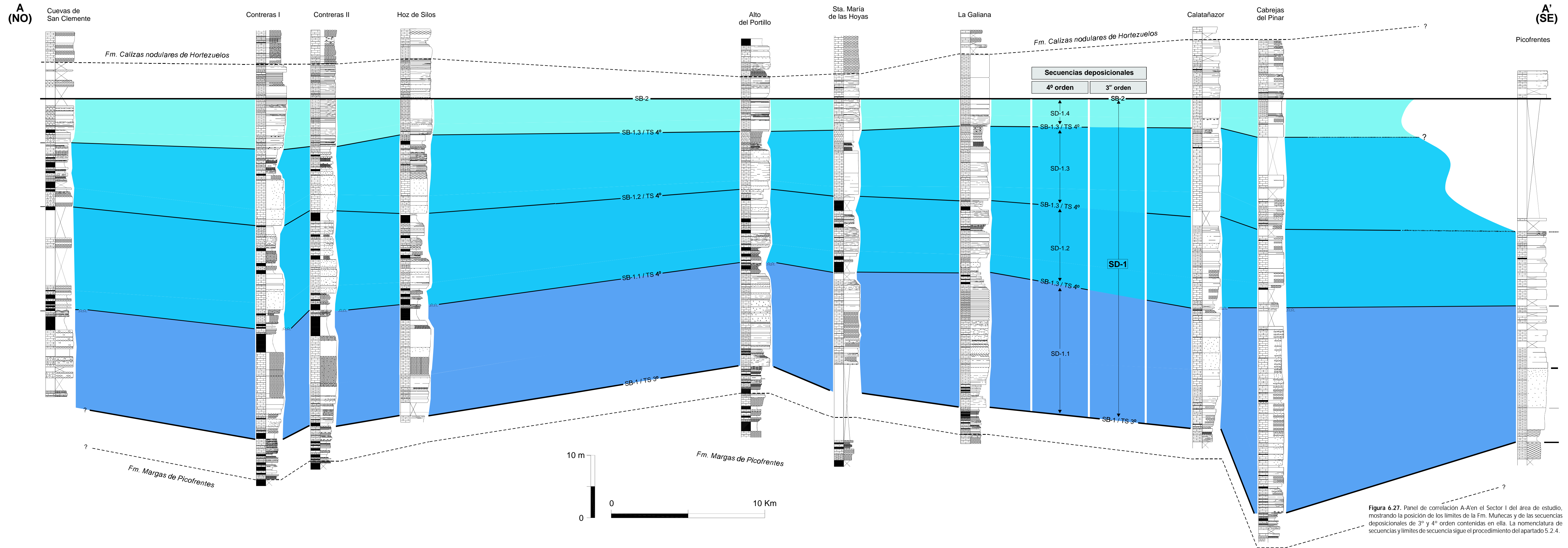
calcáreas de colapso descrito anteriormente (Fig. 6.10.a). Este nivel fue reconocido previamente por Floquet (1991), quien con los mismos criterios sedimentológicos y petrológicos situó en idéntica posición el techo de su 2ª Unidad Tectobiosedimentaria (ver 6.2.6).

En síntesis, el límite superior (SB-2) está representado por una discontinuidad estratigráfica mayor, relacionada con un descenso del nivel del mar que provoca la emersión parcial de la plataforma y el desarrollo de procesos de recrystalización, dolomitización y carstificación en la parte expuesta, así como la génesis de evaporitas cuya posterior disolución provoca procesos de colapso y brechificación. Por encima, la sucesión continúa con una serie oolítica tableada, en algunas secciones micrítica, que marca el tramo final de la unidad litoestratigráfica Fm. Muñecas y representa secuencialmente el comienzo de la siguiente secuencia de 3º orden (Coniaciense-Santonense Inferior) en un contexto inicial transgresivo.

Ambos límites (SB-1 y SB-2) son resultado de importantes caídas eustáticas que exponen la plataforma; no obstante, mientras el SB-1 es fácilmente reconocible en toda la región porque a las estructuras de exposición subaérea (no siempre identificables), se añade una brusca ruptura en la evolución vertical de facies, en el límite superior (SB-2) la exposición de la plataforma es parcial y la ruptura sedimentaria mucho más tenue, debido a un menor desplazamiento de los cinturones de facies. Ello genera problemas de reconocimiento en aquellas áreas de la plataforma que no quedaron expuestas (Ej. Contreras), en las cuales SB-2 se manifiesta como un episodio de ralentización sedimentaria, con desarrollo o no de superficie ferruginosa, acompañado de un cambio gradual en la tendencia vertical de las facies hacia contextos sedimentarios progresivamente más marinos.

La secuencia de 3º orden, está organizada internamente en 4 SECUENCIAS DE 4º ORDEN, o CONJUNTOS DE PARASECUENCIAS (*parasequences sets*), que se denominan SD-1.1, SD-1.2, SD-1.3 y SD-1.4 (Figs. 6.27/28). Sus límites son discontinuidades estratigráficas me-

³ ver descripción del tramo en el Anexo I.



B
(OSO)

Tejada

Alto de Cervera

B'
(ENE)

Hoz de Silos

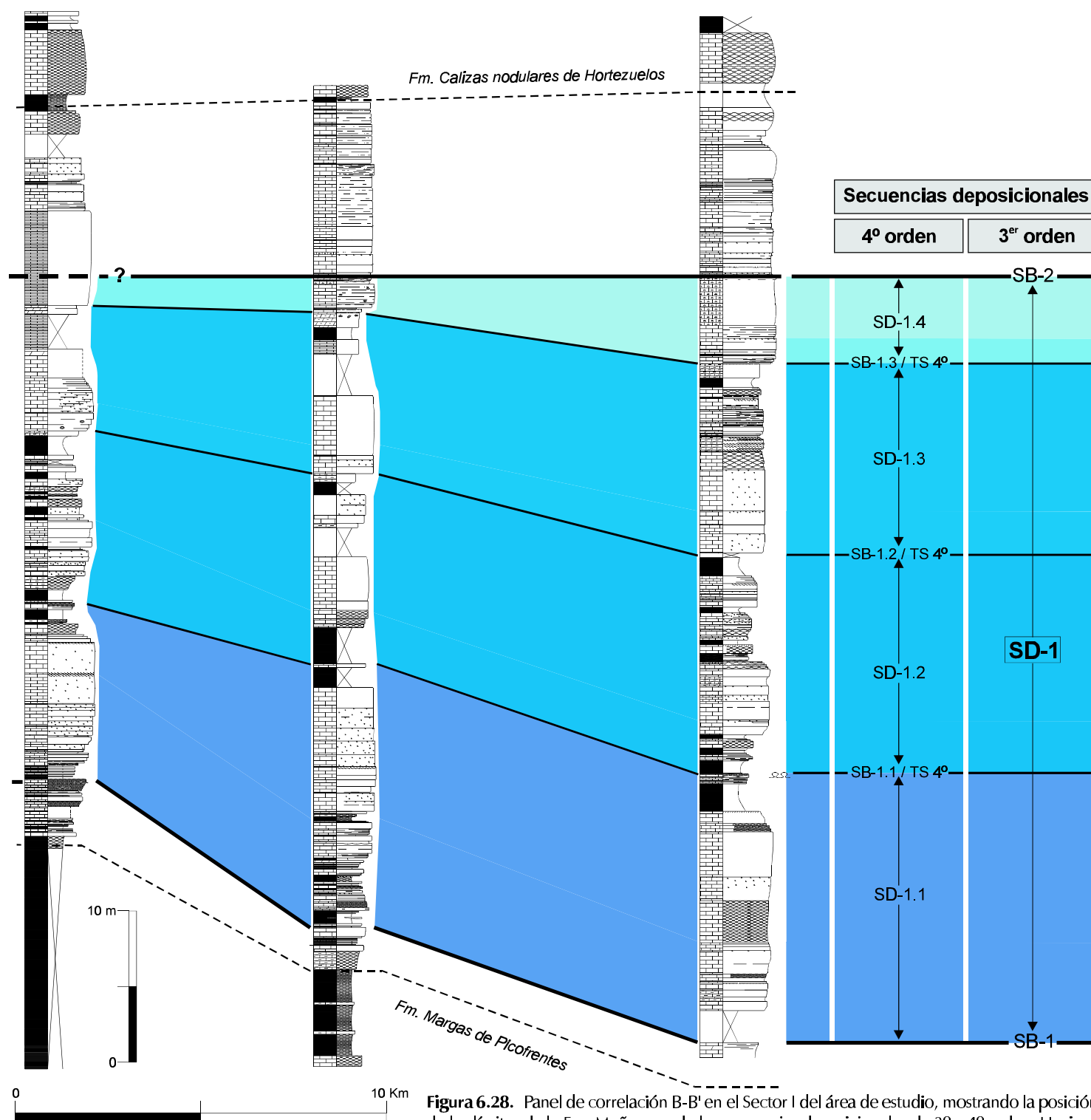


Figura 6.28. Panel de correlación B-B' en el Sector I del área de estudio, mostrando la posición de los límites de la Fm. Muñecas y de las secuencias deposicionales de 3º y 4º orden. Hacia el margen de cuenca (OSO), se observa una pérdida progresiva de espesor, debido a relaciones de onlap en la base que afecta a episodios deposicionales de orden menor, pero especialmente, a la paulatina desaparición de la SD-1.4 mediante relaciones de offlap. La ausencia de estructuras erosivas significativas en SB-2 apoyan esta interpretación. La nomenclatura de las secuencias y límites de secuencias sigue el procedimiento del apartado 5.2.4.

nores, salvo el límite inferior y superior de las SD-1.1 y SD-1.4 respectivamente, que coinciden con los límites SB-1 y SB-2 de la secuencia de 3^{er} orden, ya descritos. En cualquier caso, están representados por superficies ferruginosas y endurecidas (*hardgrounds*), procesos de recristalización y dolomitización temprana y cambios de tendencia en la evolución vertical de facies. En general, la secuencia de 4^o orden presenta en sus tramos finales una sucesión de facies (alternancia de margas y calizas lajosas de ambientes mareales) que reflejan una somerización progresiva hacia techo, culminando en una interrupción sedimentaria acompañada o no de emersión. Por encima, un brusco cambio de facies da paso a términos bioclásticos y fosilíferos de ambientes de plataforma, más marinos y profundos, que representan el comienzo del siguiente episodio deposicional de 4^o orden; ésta es una constante que se repite en los cuatro conjuntos de parasecuencias.

El LÍMITE SUPERIOR (SB-1.1) de la secuencia SD-1.1 se localiza a techo del segundo nivel estromatolítico descrito en la sucesión estratigráfica (ver 6.2.1; Fig. 6.8), que presenta una elevada continuidad regional, siendo utilizado como nivel guía de correlación local. La ausencia de procesos de recristalización, huellas de desecación y otras estructuras que reflejen exposición subaérea (ver 6.2.3), indican que la ruptura sedimentaria tuvo lugar en condiciones submareales, tal y como confirma la presencia de *lithocodium* (Banner *et al.*, 1990) en las secciones más distales de la plataforma (NO; Cuevas de San Clemente). En algunos afloramientos (Cabrejas del Pinar, Calatañazor), este nivel estromatolítico se manifiesta como un banco con laminación horizontal de algas, y allí donde no se reconoce (secciones de La Galiana y Tejada) se observa un mayor desarrollo de las facies lajosas y biocalcareníicas de ambientes mareales.

El LÍMITE SUPERIOR (SB-1.2) de la secuencia SD-1.2 se sitúa a techo de un banco de calizas recristalizadas y brechas dolomíticas amarillas. Los procesos de recristalización y dolomitización que afectan al techo de la secuencia deben estar relacionados con la presencia de aguas meteóricas, durante un episodio de emersión de la plataforma asociado a una interrup-

ción sedimentaria de corta duración, a juzgar por la ausencia generalizada de huellas de erosión, costras ferruginosas y superficies de paleocarstificación. Tan sólo, la sección de Alto del Portillo presenta evidencias de una exposición subaérea más intensa, con el desarrollo de una costra ferruginosa a techo de un banco de brechas dolomíticas de colapso (con abundantes geodas), relacionada con la disolución precoz de evaporitas (Fig. 6.9. a). Otras secciones que muestran procesos de diagénesis temprana son las de Contreras I y II, Santa María de las Hoyas, La Galiana, Tejada y Alto de Cervera, si bien en la última de ellas, las condiciones de exposición no son nada favorables. No obstante, la emersión no debió ser generalizada en todo el área, ya que en la sección de la Hoz de Silos no se observa huella alguna de exposición subaérea, ni estructuras de erosión, reconociéndose en este caso el límite a techo de un nivel de margas amarillas, a partir de un cambio sedimentario neto que implica una brusca retrogradación de los cinturones de facies. Este criterio es igualmente válido en las secciones de Cuevas de San Clemente y Cabrejas del Pinar, en las que el límite se localiza a techo de sendos tramos cubiertos (de naturaleza blanda), en base a la ruptura sedimentaria que generan los tramos que le suceden por encima. Por último, en la sección de Calatañazor es situado dentro de un tramo cubierto, a partir de correlaciones detalladas con las secciones próximas (Cabrejas del Pinar y La Galiana) que se justifican más adelante.

El LÍMITE SUPERIOR (SB-1.3) de la secuencia SD-1.3 se sitúa a techo de un segundo nivel de calizas dolomitizadas (ver 6.2.1), señalando un nuevo episodio de exposición subaérea asociado a una interrupción sedimentaria. En general, la dolomitización tiene lugar sobre sedimentos previos, básicamente margas amarillas y calizas lajosas mareales, que reflejan el carácter somero del término de la secuencia; tampoco en este caso existen estructuras que reflejen una exposición subaérea prolongada en el tiempo. En las secciones de la Hoz de Silos (cuyos depósitos finales no están dolomitizados) y Contreras I presentan sendas costras ferruginosas; en ésta última sección se reconoce una superficie de reactivación energética ligeramente erosiva, sobre la que se deposita una brecha de cantos planos y bioclastos removilizados, que señala el

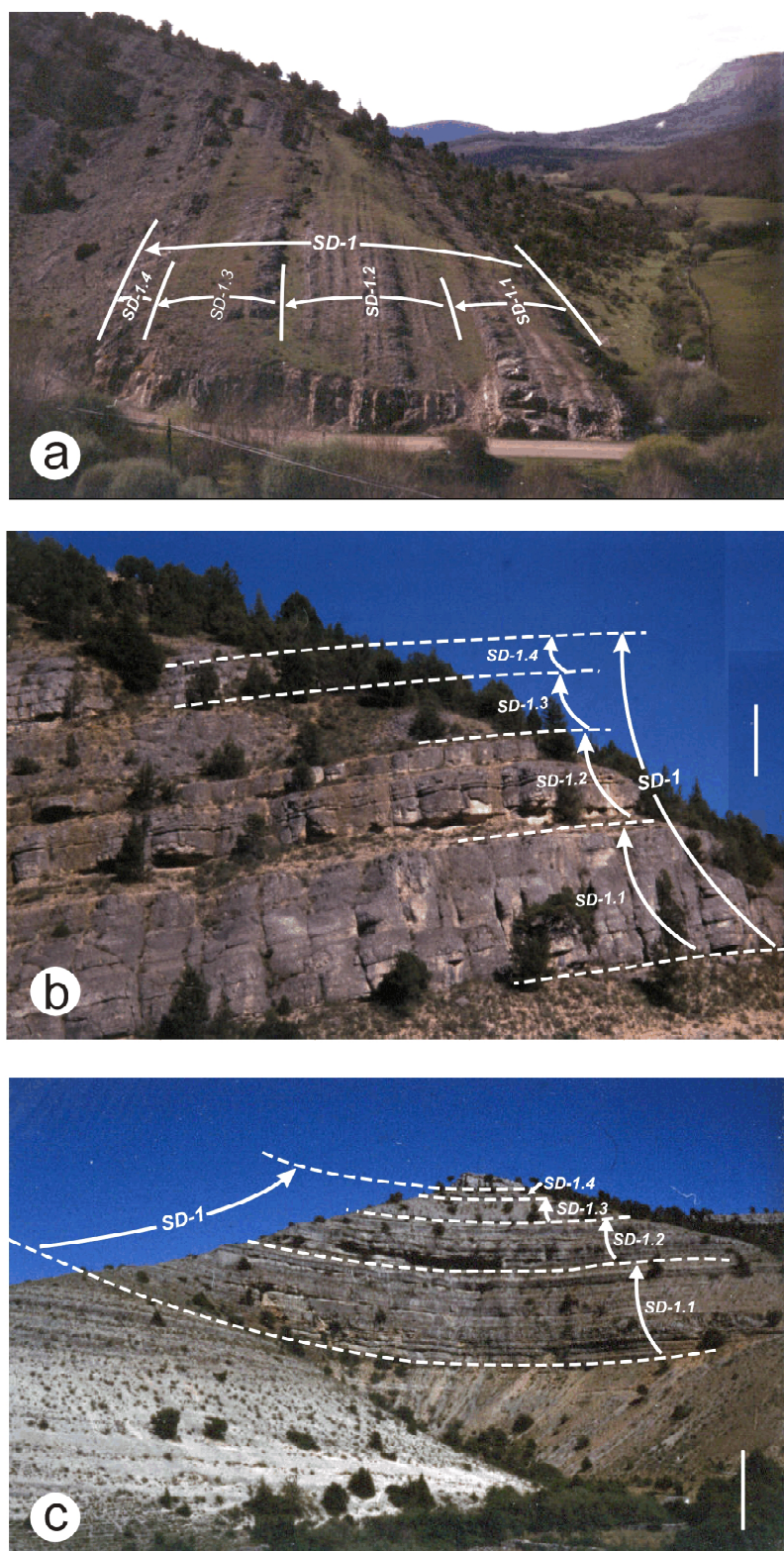


Figura 6.29. Secuencias deposicionales de 3º y 4º orden dentro de la Fm. Calizas Bioclásticas de Muñecas en diferentes afloramientos del borde sur de la Sierra de la Demanda-Cameros. a) Hoz de Silos (Bu); b) La Galiana (So), la barra de escala representa 10 m; c) Cabrejas del Pinar (So), la barra de escala equivale a 30 m.

inicio de la siguiente secuencia de 4º orden (SD-1.4). De forma similar al límite SB-1.2, los procesos de dolomitización temprana no afectan por igual a todo el área de estudio, lo cual nos lleva a plantear el carácter local de la emersión. En las secciones de Calatañazor, Cuevas de San Clemente y Hoz de Silos, se localiza a techo de un complejo de margas amarillas y calizas tidales sin dolomitizar, sobre el que las facies bioclásticas de ambientes submareales francos del siguiente episodio deposicional constatan la ruptura sedimentaria.

Los cuatro conjuntos de parasecuencias aparecen bien representados en todo el área de estudio, excepto en la sección de Tejada en la que la SD-1.4 puede estar contenida, muy reducida de espesor, en la parte inferior del conjunto lajoso superior de la Fm. Muñecas, que aflora en muy malas condiciones, o bien pudiera haber desaparecido, a juzgar por la acusada pérdida de espesor que dicho conjunto presenta ya en la sección de Alto de Cervera (Fig. 6.28). En general, presentan un espesor uniforme que no varía significativamente de unos afloramientos a otros (Fig. 6.27/28). Tan sólo la sección de Cabrejas del Pinar presenta diferencias de espesor notables respecto a sus secciones vecinas (Calatañazor, Picofrentes), en parte de la SD-1.1 y no en el resto de secuencias, lo cual debe entenderse en términos de una tectónica sinsedimentaria puntual.

Las interrupciones sedimentarias que marcan los límites de los conjuntos de parasecuencias no fueron acompañados de procesos erosivos importantes; a pesar de llevar asociados episodios de exposición subaérea (SB-1.2; SB-1.3 y SB-2), únicamente tuvieron lugar procesos de carstificación y diagénesis temprana. Cuando la sedimentación marina se reanuda, lo hace en un pulso transgresivo menor y en aparente paraconformidad, o en su caso mediante estructuras de *onlap* sobre la secuencia precedente, estructuras que no son reconocibles a escala de afloramiento, sino deducidas a través de los paneles de correlación, y que determinan la presencia o ausencia de las secuencias deposicionales de orden menor (5º y 6º orden).

Las relaciones de solapamiento expansivo basal (*onlap*) y retractivo (*offlap*) justifican las

pequeñas diferencias de potencia observadas de unas secciones a otras a lo largo de una secuencia (Ej. *onlap* de la SD-1.2 en la Hoz de Silos y Santa María de las Hoyas; Fig. 6.27). Estas relaciones adquieren importancia creciente en los conjuntos superiores (SD-1.3 y SD-1.4), lo cual permite explicar dos fenómenos: la reducción progresiva de espesor de los conjuntos de parasecuencias en la vertical, pasando de los 20 m de valor medio en la SD-1.1, a los escasos 7 m de la SD-1.4 (Fig. 6.29); y, el acúñamiento de la SD-1.4 cuando nos trasladamos a áreas más someras y próximas al margen de cuenca, tal y como ocurre en la región de Tejada.

Distribución vertical de facies y cortejos sedimentarios

En cada conjunto de parasecuencias, se observa una distribución vertical de facies que permite definir un patrón de apilamiento sedimentario, válido para todas ellas (Fig. 6.30). Éste es fácilmente reconocible en la SD-1.1, ya que de los cuatro conjuntos es el más potente, el que presenta facies más marinas y el que aparece mejor desarrollado en los afloramientos. Este conjunto de parasecuencias da comienzo con facies de removilización bioclástica y abundante glauconita (2₁), ocasionalmente con términos margosos fosilíferos (2₄), reflejando ambientes marinos energéticos de plataforma carbonatada; le suceden facies de plataforma abierta de baja energía (1); facies nuevamente energéticas y bioclásticas (2₂) y, por último, facies de ambientes restringidos litorales de baja energía (3), finalizando en un banco de estromatolitos globulares (4₁) desarrollado sobre sedimentos mareales (4₂), que marca físicamente el límite de secuencia.

En las secuencias superiores se observa una evolución sedimentaria similar, aunque reflejando un carácter progresivamente más somero, puesto de relieve por un menor contraste interno de facies y por la sustitución de los niveles estromatolíticos (4₁) finales por calizas recrystalizadas y brechas dolomíticas (5). Así, la SD-1.2 da comienzo con facies de removilización bioclástica (2₂) y margosas (2₄) que presentan abundantes bivalvos, gasterópodos y equinodermos. La presencia de glauconita ya no es tan generalizada como en la secuencia prece-

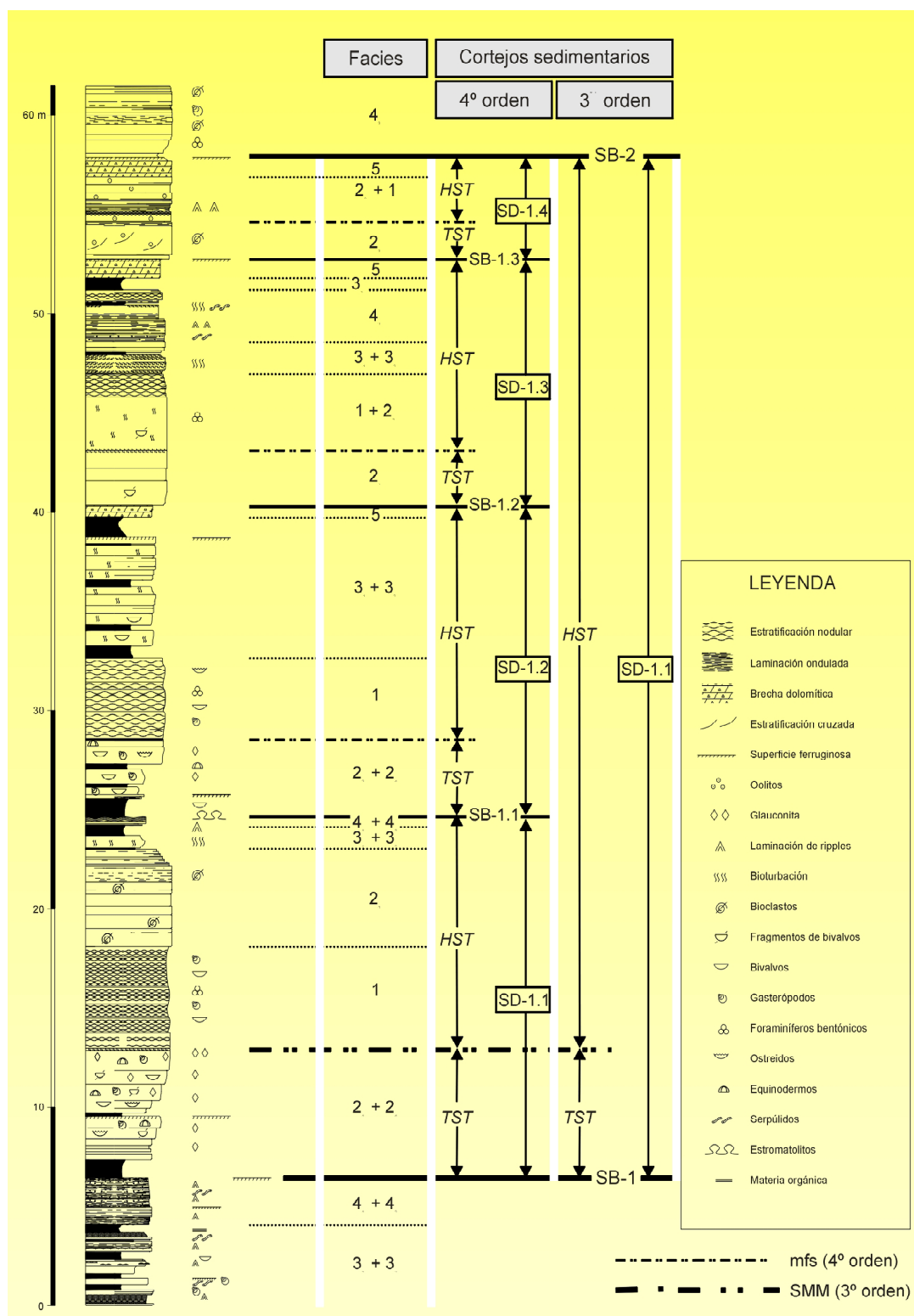


Figura 6.30. Distribución vertical de facies en la Fm. Muñecas y su relación con los cortejos sedimentarios de las secuencias de 3º y 4º orden. La terminología de las facies se ajusta a la Figura 6.26 y la de secuencias y límites de secuencia al procedimiento del apartado 5.2.4.

dente, destacando en los afloramientos de Cuevas de San Clemente y Alto del Portillo, donde presenta un carácter detrítico (reelaborada). Por encima, le sucede un homogéneo conjunto de calizas de grano fino (1) muy bioturbadas, organizadas en bancos gruesos, y calizas y margas de ambientes litorales (3), que adquieren un mayor desarrollo que en la SD-1.1, estando localmente recrystalizadas y dolomitizadas a techo (5). La SD-1.3 da comienzo con calizas bioturbadas menos bioclásticas que las anteriores (2₂), de reducido espesor y escaso contraste con las facies suprayacentes de grano más fino y menor gradiente energético (1 ó 2₂). Por encima, le sucede un conjunto de calizas y margas de ambientes litorales (3₁ y 3₂), calizas lajas mareales (4₂), finalizando en un segundo nivel de recrystalización y/o dolomitización a techo (5). La SD-1.4 está formada por calizas oolíticas con foraminíferos (2₃) que alternan con niveles micríticos de plataforma abierta (1), con brechas dolomíticas asociadas a una etapa de interrupción sedimentaria mayor.

En todos los casos, la distribución vertical de facies muestra un rápido incremento relativo del nivel del mar, seguido de una posterior caída más dilatada en el tiempo (suponiendo una tasa de sedimentación constante), que culmina en la interrupción sedimentaria de techo; es por tanto, resultado de un ciclo eustático transgresivo-regresivo, en este caso de 4º orden, que lleva asociado diferentes cortejos sedimentarios. En este sector de la plataforma, las secuencias de 4º orden no contienen LST, estando exclusivamente formadas por TST y HST; el LST de cada una de ellas queda contenido dentro del límite inferior de la misma, que representa además la TS de 4º orden y refleja un importante cambio en la energía del medio hacia situaciones de mayor estrés hidrodinámico, a pesar de lo cual, ninguna de estas superficies muestra una naturaleza erosiva. Únicamente la TS de la SD-1.4 en la sección de Contreras II es ligeramente erosiva, desarrollando por encima una brecha

de cantos planos removilizados de niveles inferiores, en virtud de lo cual puede considerarse como una "*Ravinement Surface*" (Fig. 6.9.b).

En la SD-1.1, la mfs es fácilmente reconocible por un nivel carbonatado de 15-20 cm intensamente bioturbado y frecuentemente ferruginizado, que marca un cambio de facies neto (Fig. 6.31). Por debajo, se delimita un TST identificable en todas las secciones, que mantiene un espesor uniforme en la zona central y septentrional desde Cuevas de San Clemente a Santa María de las Hoyas), se incrementa gradualmente en la zona oriental (La Galiana, Calatañazor y Cabrejas del Pinar) y se reduce hacia el margen costero (Tejada). Presenta carácter bioclástico, reflejo de unas condiciones hidrodinámicas elevadas, propias de una etapa transgresiva, y destaca del resto por la abundancia de glauconita autigénica⁴. Internamente se encuentra organizado en dos conjuntos de estratos de espesor creciente a techo, asimilables a secuencias menores (5º orden). Por encima, se desarrolla un HST de mayor espesor que el cortejo anterior, con facies de plataforma abierta en la base, en general muy bioturbadas (aspecto nodular), que dan paso a facies tractivas, facies litorales de baja energía y finalmente, facies mareales, organizadas en varios conjuntos de estratos; muestran en conjunto una progresiva somerización y disminución de espesor a techo.

En la SD-1.2, la mfs queda materializada en los mejores afloramientos por una superficie de intensa bioturbación, localmente ferruginizada, acompañada de una junta de margas grises (Alto del Portillo, Tejada, Santa María de las Hoyas); refleja un contacto muy neto entre las facies micríticas bioturbadas de grano fino del HST (por encima) y las bioclásticas tractivas del TST (por debajo). Éste último, a diferencia del de la SD-1.1 presenta menores proporciones de glauconita (reelaborada). En la SD-1.3, la mfs es más difícil de identificar debido a

⁴La glauconita es un mineral que aparece en proporciones crecientes dentro de los TST, alcanzando valores máximos en las proximidades de las mfs (Amorosi, 1995); aunque en la actualidad, su génesis está asociada a áreas de plataforma profunda de baja energía (Odin & Morton, 1988; Domínguez *et al.*, 1998), su presencia dentro del registro sedimentario en facies de ambientes más someros y energéticos ha sido descrita recientemente (Chafetz & Reid, 2000).

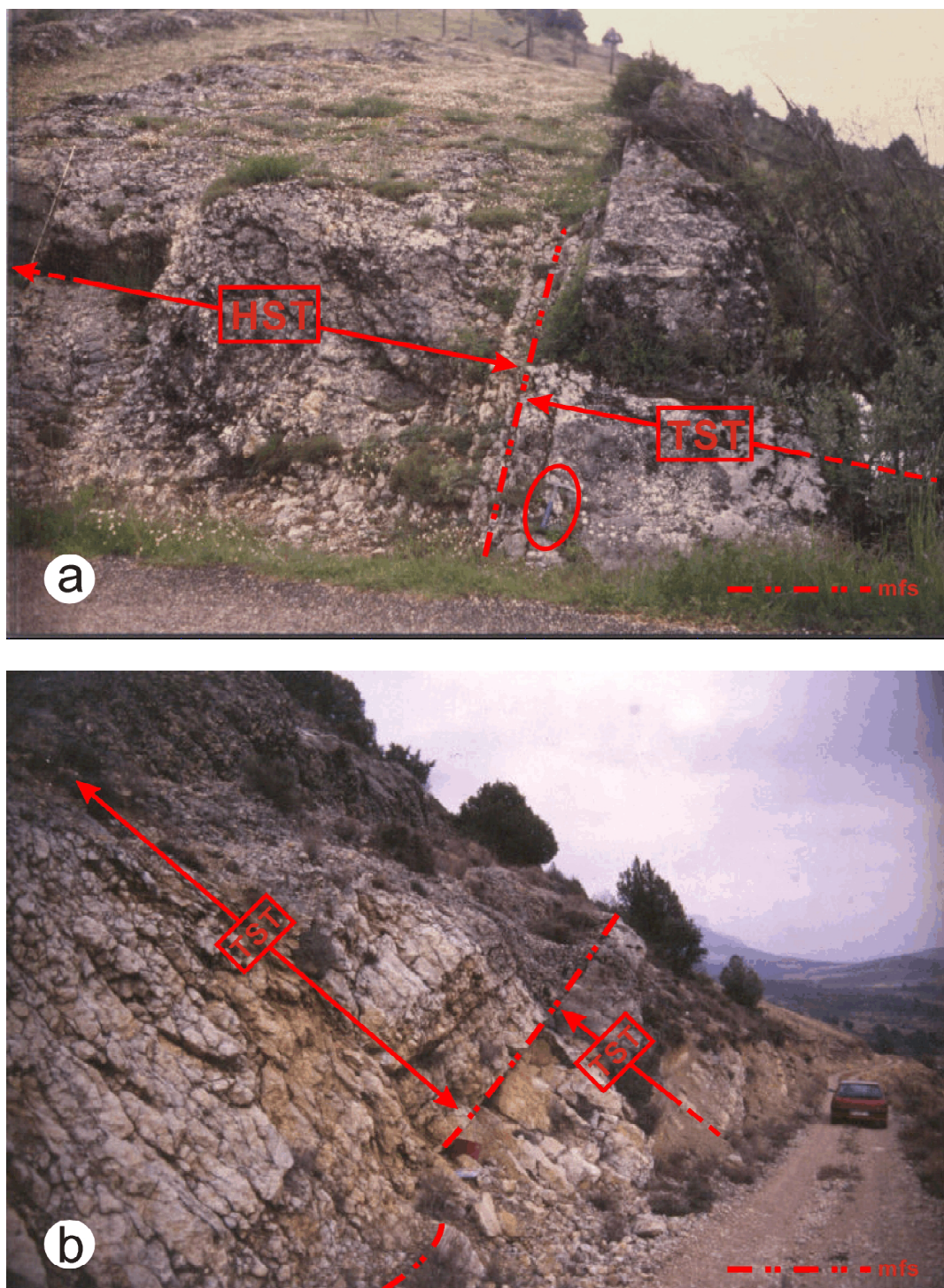


Figura 6.31. Aspecto de campo de los cortejos sedimentarios en secuencias de 4º orden: a) Sección de Contreras I; b) Sección de la Hoz de Silos. La superficie de máxima inundación (mfs) está generalmente muy bioturbada y frecuentemente ferruginizada, marcando dentro de cada parasecuencia un contacto muy neto entre los términos tractivos basales y los de baja energía superiores. Delimita un TST con facies de removilización bioclástica (Asociación de Facies 2) en bancos de base y techo bien definidos y tendencia estratocreciente; y por encima, un HST que muestra una tendencia contraria (somerizante y estratodecreciente), y llega a ser muy nodular en la base (Facies 1). En ambos casos, la mfs coincide con la SMM de la secuencia de 3º orden (SD-1).

un bajo contraste de facies entre el TST y HST, entendido éste como consecuencia de una menor traslación de los cinturones de facies durante un ciclo eustático menos transgresivo que los anteriores; no obstante, aún puede reconocerse en algunos afloramientos (Contreras I y II, Hoz de Silos, Alto del Portillo y Tejada) como una superficie muy bioturbada que marca el contacto entre dos conjuntos de facies no tan diferentes como en secuencias anteriores, pero que conservan un cambio brusco (incremento) en el espesor de los estratos.

Las dificultades de reconocimiento de la mfs en la última secuencia SD-1.4 son aún mayores, debido al escaso desarrollo de la secuencia en sí y a su bajo contraste de facies. No obstante, en la sección de Cuevas de San Clemente, se reconoce en un nivel margocalcáreo fosilífero⁵ que representa una sección condensada desarrollada sobre un conjunto bioclástico inicial (TST). Su posterior correlación en el resto de afloramientos (sectores más internos de la plataforma) ha permitido identificarla materializada en forma de pequeñas superficies bioturbadas y ferruginizadas, ocasionalmente asociada con laminación de ripples (Contreras II, Hoz de Silos, Alto del Portillo, La Galiana y Cabrejas del Pinar); tan sólo en los afloramientos de Contreras I y Calatañazor está asociada a estructuras mayores (brechas dolomíticas, carstificación) relacionadas con procesos diagenéticos. El TST está compuesto por biocalcareníticas oolíticas en bancos tableados característicos de ambientes submareales someros (*shoals* oolíticos) de hidrodinámica elevada. El HST presenta facies similares, con niveles micríticos de plataforma abierta, y a techo, una proporción creciente de cementos frangeantes y de crecimiento pisolítico, reflejando unas condiciones ambientales más someras.

En síntesis, la mfs de 4º orden, que separa los cortejos transgresivo (TST) y de alto nivel del mar (HST), está representada por un nivel de ralentización y/o interrupción sedimentaria, ya sea una sección condensada (Ej. SD-1.1 en el Alto de Cervera; SD-1.4 en Cuevas de San Cle-

mente), o más frecuentemente, un nivel intensamente bioturbado coronado por una superficie ferruginosa. Refleja la ruptura sedimentaria que se produce en la plataforma al alcanzarse el momento de máxima tasa de ascenso del evento eustático, como consecuencia de la súbita retrogradación de los cinturones de facies que éste genera. Se sitúa en el contacto entre los términos tractivos basales y los de plataforma abierta de baja energía, delimitando: a) un TST de reducido tamaño, con facies de removilización bioclástica y fosilíferas (Asociación 2) y una tendencia de espesor creciente de los conjuntos de estratos (parasecuencias) internos; y b) un HST de mayor espesor y variación vertical de facies (Asociaciones 1, 3, 4 y 5), que muestra un carácter somerizante y de espesor contrario. En las secuencias superiores, se observa un menor contraste de facies entre los dos cortejos sedimentarios, que dificulta el reconocimiento de la mfs. Ello se debe a una menor traslación lateral de los cinturones de facies dentro de ciclos eustáticos progresivamente menos transgresivos.

Si analizamos la evolución sedimentaria vertical de las cuatro secuencias de 4º orden en conjunto, se observa que la secuencia deposicional de 3º orden que las contiene, muestra una organización semejante a aquéllas, aunque a menor escala; en ella se reconoce una etapa inicial de marcado carácter transgresivo y otra posterior, de mayor desarrollo y tendencia regresiva, a juzgar por la distribución vertical de facies, por la pérdida de espesor de los conjuntos de parasecuencias y por la presencia de procesos de diagénesis temprana asociados a episodios de exposición subaérea, cuya intensidad se incrementa a techo. La secuencia de 3º orden es pues, una secuencia transgresivo-regresiva resultado de un ciclo de variación eustática del nivel del mar completo, en el que pueden definirse igualmente, sus cortejos sedimentarios.

La TS de 3º orden coincide con la discontinuidad basal (SB-1), no presentando tampoco en este sector LST; éste se reconoce en posiciones más septentrionales asociado a una cuña

⁵ tramo 55; ver descripción en el Anexo I.

terrágena costera (ver 6.3). La SMM de 3^{er} orden se localiza dentro de la SD-1.1, que como se dijo anteriormente es la que presenta un carácter más marino, coincidiendo con la mfs de 4° orden de la secuencia menor. Ello explica que sea la SMM que mejor se reconoce en campo (Fig. 6.31) debido al efecto amplificado que, en la dinámica de los procesos sedimentarios, produjo la coincidencia de 2 picos de máximo ascenso eustático (3° y 4° orden). Por debajo, se reconoce un TST de 3^{er} orden que coincide igualmente con el TST de 4° orden de la SD-1.1, caracterizado por sus altas proporciones de glauconita ya comentadas; presente en todas las secciones analizadas, sus variaciones de espesor se deben a relaciones de *onlap* sobre los materiales (*tidalites inferiores*) de la secuencia precedente.

El resto de la secuencia, es decir, el HST de la SD-1.1 y los tres conjuntos de parasecuencias restantes (SD-1.2, SD-1.3 y SD-1.4), representan el HST de 3^{er} orden. En él, la pérdida de espacio de acomodación, provocada en parte por el relleno sedimentario y en parte, por la caída progresiva del nivel del mar iniciada tras alcanzar el pico de máximo ascenso eustático de 3^{er} orden, determinan la progresiva pérdida de espesor de las secuencias menores, alcanzando su valor mínimo en la última de ellas. Está formado por TST's y HST's de 4° orden, siendo los segundos los que adquieren un mayor desarrollo (HST's de la SD-1.1, SD-1.2 y SD-1.3) debido a la suma de efectos que supone la superposición de dos etapas de alto nivel del mar de diferente rango.

6.2.5 Secuencias deposicionales menores (5° y 6° orden)

Secuencias de 5° orden

Un examen interno de los conjuntos de parasecuencias permite reconocer varias SECUENCIAS DEPOSICIONALES DE 5° ORDEN, o PARASECUENCIAS; éstas muestran una pauta de repetición cíclica dentro de cada secuencia de 4° orden, y al mismo tiempo, de ordenamiento dentro de sus cortejos sedimentarios. Están limitadas por discontinuidades estratigráficas

menores (superficies ferruginosas, contactos bioturbados, cambios de facies repentinos, etc.) y por los límites y mfs's de las secuencias mayores. A diferencia de estas últimas, las de 5° orden son secuencias de somerización de energía creciente a techo, resultado de un episodio eustático de rápida profundización y posterior relleno sedimentario. La etapa transgresiva inicial y la mfs correspondiente se encuentran contenidos en la discontinuidad de base, de forma que cada parasecuencia se desarrolla en un contexto de alto nivel del mar (HST de 5° orden), bajo el cual tiene lugar el relleno del espacio de acomodación creado tras el evento de profundización.

Dentro de la secuencia SD-1.1 se reconocen cinco secuencias deposicionales de 5° orden (Fig. 6.32), que denominamos sd-1.1, sd-1.2, sd-1.3, sd-1.4 y sd-1.5. El límite superior (sb-1.1) de la parasecuencia sd-1.1 es un cambio vertical de facies (2₁ a 2₂), localmente acompañado de una superficie ferruginosa, laminación de ripples y colonias de anélidos. El de la parasecuencia sd-1.2 coincide con la SMM y mfs de las secuencias mayores (3° y 4° orden). El límite superior (sb-1.3) de la parasecuencia sd-1.3 es una superficie de contacto neta, localmente ferruginizada, que en unos casos marca el contacto entre facies micríticas bioturbadas de plataforma abierta (1) y facies bioclásticas más energéticas y someras (2₂), tal y como ocurre en las secciones de la Hoz de Silos, Santa María de las Hoyas, La Galiana, Calatañazor y Picofrentes; en otros casos, dicho contacto se encuentra dentro de la sd-1.4 (secciones de Alto del Portillo, Alto de Cervera y Tejada), o no existe, faltando entonces los términos bioclásticos (2₂) (secciones de Cuevas de San Clemente, Contreras I y II y Cabrejas del Pinar). En ambos casos, el límite viene señalado por una superficie de ralentización sedimentaria e intensa bioturbación. El límite superior (sb-1.4) de la parasecuencia sd-1.4 es un nuevo cambio de facies acompañado de un contraste morfológico importante. Se produce en el contacto entre las facies bioclásticas tractivas (2₂) o micríticas bioturbadas (1) anteriores y los términos de ambientes litorales de baja energía (3), cuya menor expresión en el relieve marcan el comienzo de un entrante morfológico y caracterizan la

siguiente parasecuencia (sd-1.5). Este límite va acompañado por una superficie ferruginosa en las secciones de Hoz de Silos, Alto del Portillo, la Galiana y Tejada. Por último, el límite superior (sb-1.5) de la parasecuencia sd-1.5 coincide con el límite SB-1.1 de la secuencia de 4º orden mayor, en el nivel de estromatolitos globulares ya comentado.

Las dos primeras parasecuencias (sd-1.1 y sd-1.2) se encuentran dentro del TST de 4º orden (Fig. 6.32/33), manifestándose como secuencias de espesor creciente a techo (2,78 m y 4,23 m de valor medio, respectivamente), acorde con el incremento del espacio de acomodación que se genera durante una etapa de ascenso eustático. Dicho incremento alcanza su expresión máxima en la parasecuencia sd-1.3 (5,1 m), situada inmediatamente por encima de la SMM y mfs de 3º y 4º orden, que representa el pico de máximo ascenso de ambos ciclos eustáticos. Finalmente, las dos parasecuencias restantes (sd-1.4 y sd-1.5) muestran una progresiva pérdida de espesor (4,91 y 2,23 m de valor medio) como consecuencia lógica de la pérdida de espacio de acomodación durante la caída eustática subsiguiente. Ésta es una constante que se repetirá en el resto de secuencias de 4º orden y que permitirá identificar, cuando aquéllas no estén completas, las parasecuencias presentes.

Aunque las diferencias de espesor en cada parasecuencia no son muy significativas, salvo en el caso de Cabrejas del Pinar, las dos parasecuencias extremas (sd-1.1 y sd-1.5) son las que presentan variaciones mayores; ello es debido a relaciones de *onlap* sobre los materiales de la secuencia precedente en la sd-1.1, y a relaciones de *offlap* en la sd-1.5, debido a falta de espacio de acomodación suficiente para albergar una parasecuencia bien desarrollada, en la etapa terminal del episodio eustático de 4º orden.

Sin embargo, en la sección de Cabrejas del Pinar, se produce un brusco aumento del espesor de la sd-1.3 y sd-1.4 (10,15 m y 12,15 m, respectivamente) y no de las parasecuencias restantes; este cambio de espesor se relaciona con un fenómeno tectónico puntual y distensivo que, sumado a la señal eustática, distorsionó

eventualmente el registro sedimentario durante el Turoniense Superior, incrementando el volumen de sedimentos. El carácter local de dicho fenómeno, tanto en el espacio (punto muy localizado en el área de estudio), como en el tiempo (parte de la sucesión estratigráfica), la geometría de relleno agradacional, las facies y las estructuras biogénicas de escape, reflejo de una alta tasa de sedimentación, e incluso el hecho de que se invierta la tendencia de espesor (decreciente) descrita anteriormente, justifican dicha interpretación. El evento tectónico se relaciona con *La Falla de San Leonardo*, una estructura perteneciente al conjunto de accidentes tectónicos que se extienden desde Soria hasta la región de Santo Domingo de Silos, interpretándose como un importante accidente tectónico del basamento que jugó un papel significativo en la configuración de la Cuenca Ibérica durante el Jurásico y Cretácico Inferior, al constituir el borde meridional de la Cuenca de Cameros (Morillo-Velarde & Meléndez, 1972); la existencia de estos cambios notables en el espesor de las parasecuencias entre secciones muy próximas (Calatañazor y Cabrejas del Pinar; Fig. 6.32) permiten suponer que su funcionamiento (en régimen distensivo) se prolongó, de forma intermitente y a pequeña escala, durante el Cretácico Superior, así como reconocer la traza de la paleofractura durante este periodo, más al Norte de la posición que dibuja en la actualidad (Sur de la Sierra de Cabrejas).

La secuencia SD-1.2 está organizada en otras cinco parasecuencias internas, que denominamos correlativamente sd-2.1, sd-2.2, sd-2.3, sd-2.4 y sd-2.5. El límite superior (sb-2.1) de la parasecuencia sd-2.1 es un cambio de facies brusco entre términos de removilización bioclástica (2_2) y niveles margosos fosilíferos (2_4), de forma similar al de la parasecuencia sd-1.1. Presenta un espesor máximo de 1,3 m, acuñándose hacia el ESE por *onlap* sobre los materiales previos, llegando a desaparecer totalmente en las secciones de Santa María de las Hoyas y La Galiana, mientras que en las de Alto del Portillo, Calatañazor y Cabrejas, queda reducido de forma testimonial a un banco bioclástico de 40 cm.

El límite superior (sb-2.2) de la parasecuencia sd-2.2 coincide con la mfs de 4º

orden, representada en la mayoría de las secciones por un cambio de facies neto y por una junta de margas negras. El de la parasecuencia sd-2.3 es un nuevo cambio de facies, acompañado de un contraste morfológico (final de la 2ª barra carbonatada). En los afloramientos de Contreras I y II y Hoz de Silos, el contraste morfológico tiene lugar dentro de la parasecuencia, estando aquí materializado el límite por una superficie ferruginosa bien desarrollada, acompañada por colonias de anélidos y grietas de desecación (Contreras I, Hoz de Silos). El límite superior (sb-2.4) de la parasecuencia sd-2.4 es un cambio de facies menor dentro de materiales de ambientes litorales restringidos (3), organizados en conjuntos de estratos marga-caliza o secuencias sedimentarias menores (6º orden) de somerización. Finalmente, el de la parasecuencia sd-2.5 coincide con el límite SB-1.2 de la secuencia de 4º orden.

Exceptuando las variaciones de espesor que presenta la parasecuencia basal sd-2.1 ya comentadas, el resto de parasecuencias mantienen un espesor uniforme a lo largo de todas las secciones, oscilando entre los 4,40 m y 1,65 m de valor medio de las sd-2.3 y sd-2.5 respectivamente. Las dos primeras parasecuencias (sd-2.1 y sd-2.2) constituyen el TST de la secuencia mayor y muestran una tendencia de espesor creciente a techo (0,80 m y 3,0 m de valor medio, respectivamente). Las tres parasecuencias superiores (sd-2., sd-2.4 y sd-2.5) definen el HST y presentan una tendencia contraria (4,40 m; 3,70 m y 1,65 m respectivamente).

La secuencia SD-1.3 consta de cuatro parasecuencias internas. El reconocimiento de la mfs de 4º orden a techo de la primera parasecuencia permite identificar las parasecuencias sd-3.2, sd-3.3, sd-3.4 y sd-3.5. La ausencia de la sd-3.1 en este sector de la plataforma se entiende en términos de acuñamiento basal por relaciones de *onlap*, de forma similar a lo que ocurre parcialmente en las sd-1.1 y sd-2.1 ya descritas. No obstante, en la sección de Cabrejas del Pinar se reconocen las cinco parasecuencias; por debajo de la sd-3.2 aflora una parasecuencia adicional (sd-3.1) formada por un conjunto de calizas micríticas nodulares y fosilíferas, limitada a techo por una discontinui-

dad estratigráfica importante (superficie ferruginosa y junta de margas negras). Esta primera parasecuencia, de espesor reducido (90 cm) debe estar contenida dentro de la sección de Calatañazor en la parte superior de un tramo cubierto por derrubios, que incluye también la parasecuencia sd-2.5 y el límite SB-1.2 de la secuencia mayor. El espesor de dicho tramo cubierto es conforme con la existencia de ambas parasecuencias. Hacia el O, la sd-3.1 se acuña rápidamente, desapareciendo en el resto de afloramientos.

El límite superior (sb-3.3) de la parasecuencia sd-3.3 viene marcado de forma diferente en unos afloramientos y otros. En el área noroccidental (Cuevas de San Clemente, Contreras I y II, Hoz de Silos) está definido por una superficie ferruginosa que marca el final de la 3ª barra carbonatada y por un cambio de facies entre términos de ambientes litorales restringidos (3) y términos mareales (4₂), de menor expresión morfológica. Hacia el E, el límite se encuentra dentro de la 3ª barra carbonatada y viene materializado por una superficie estratigráfica muy neta que, localmente, se observa ferruginizada (Alto del Portillo, La Galiana). El límite superior (sb-3.4) de la parasecuencia sd-3.4 es una discontinuidad estratigráfica interna dentro de las facies lajosas de ambientes mareales (4₂) y el de la parasecuencia sd-3.5 coincide, una vez más, con el límite SB-1.3 de la secuencia mayor.

Esta última parasecuencia (sd-3.5) está afectada en la mayor parte de los afloramientos por procesos de recristalización y dolomitización penetrativa, asociados a la discontinuidad de techo, que en algunos casos llega a afectar a la parasecuencia completa (secciones de Alto del Portillo, Santa María de la Hoyas, La Galiana). Hacia el NO (Contreras I y II), la intensidad de tales procesos disminuye (no es tan penetrativa), desapareciendo antes de alcanzar la sección de Cuevas de San Clemente; en esta última sección, la parasecuencia está constituida íntegramente por facies de ambientes mareales (4₂).

Como en casos anteriores, el espesor de cada parasecuencia no varía significativamente en todo el sector, oscilando entre los 80 cm de la sd-3.1 en Cabrejas del Pinar y Calatañazor y

los 4,5 m de la 3ª parasecuencia (sd-3.3), que una vez más es la de mayor espesor; presentan la distribución vertical de espesores observada en las secuencias de 4º orden inferiores: las dos primeras parasecuencias (sd-3.1 y sd-3.2) conforman el TST de 4º orden, y muestran un espesor creciente a techo; las tres superiores (sd-3.3, sd-3.4 y sd-3.5) definen el HST con una tendencia inversa.

Finalmente, la secuencia SD-1.4 consta tan sólo de tres parasecuencias. La primera de ellas corresponde a la parasecuencia sd-4.2, ya que a su techo se localiza la mfs de la secuencia mayor. La mfs se reconoce fácilmente mediante horizontes de bioturbación, superficies ferruginosas, brechas y secciones condensadas (secciones de Contreras II, Contreras I y Cuevas de San Clemente), mostrando más dificultades en el resto de afloramientos debido al menor contraste de facies que se produce a medida que nos alejamos de la SMM de 3º orden. El espesor (2,2 m) de la parasecuencia sd-4.2 es muy homogéneo en todas las secciones analizadas, aunque hacia el margen de cuenca se acuña rápidamente por *onlap*, no llegando a aflorar en la sección del Alto de Cervera.

La parasecuencia sd-4.4 presenta una distribución desigual en el área de estudio. Es fácilmente reconocible en los afloramientos de Cuevas de San Clemente, Contreras I y II y Hoz de Silos. En este último define, junto con parte de la sd-4.3, el potente conjunto de brechas dolomíticas de colapso que marcan aquí el final de la secuencia de 3º orden. En el resto de afloramientos, desaparece a favor de la sd-4.3, que se convierte de esta forma en la última parasecuencia del episodio de 4º orden, siendo además la más extensiva, ya que se reconoce en la sección del Alto de Cervera (Fig.6.33), donde desarrolla a techo un nivel paleocarstificado y brechificado, fruto de una interrupción sedimentaria importante.

A juzgar por las relaciones geométricas observadas en las parasecuencias sd-4.2 y sd-4.4, la ausencia de las parasecuencias sd-4.1 y sd-4.5 se debe entender en términos similares, es decir, de acuñamiento por solapamiento expansivo (*onlap*) y retractivo (*offlap*), respectivamente, marcados en etapas diferentes de ascen-

so y descenso eustático. Este acuñamiento se debe a la falta de espacio de acomodación suficiente, lógico en la etapa terminal de todo ciclo de 3º orden. La ausencia comentada de estructuras de erosión importantes y la continuidad y homogeneidad del espesor de las parasecuencias apoyan esta idea.

Secuencias de 6º orden

En la mayoría de los casos, las secuencias de 5º orden están internamente compuestas por varios bancos con facies relativamente diferentes, que tienden a organizarse en dos conjuntos mayores de estratos tipo marga-caliza o micritacalcarenita, asimilables en términos secuenciales a SECUENCIAS DEPOSICIONALES DE 6º ORDEN. Se trata, por tanto, de secuencias de somerización o de energía creciente a techo, de forma similar a la secuencia mayor que las contiene, estando limitadas por discontinuidades estratigráficas menores (superficies de bioturbación, superficies ferruginosas, cambios de facies, etc.). Son resultado de episodios pequeños de rápido ascenso y posterior caída del nivel del mar. Estos pulsos eustáticos menores se superponen a los de rango mayor, definiendo una curva de variación del nivel del mar compleja, en la que somos capaces de identificar al menos, cuatro rangos de oscilación eustática diferentes. El reconocimiento interno de una secuencialidad de orden menor en alguna de estas secuencias de 6º orden, compuesta aún por varias asociaciones de estratos, descarta una posible naturaleza autocíclica.

Estas secuencias son identificables en todas las parasecuencias (5º orden), aunque aparecen desigualmente distribuidas a lo largo de las secciones analizadas, existiendo tramos donde no han sido reconocidas. Un motivo que explica su falta de reconocimiento responde al diferente grado de exposición de los materiales en el afloramiento, negando el detalle necesario en los tramos de baja calidad (Ej. SD-1.3 en Alto del Portillo y Santa María de las Hoyas; sección de Pico frentes completa). Otra circunstancia, en este caso de tipo sedimentario, que controla el reconocimiento o no de las secuencias de 6º orden, es el espacio de acomodación; condiciona la continuidad de los procesos sedimentarios, y depende de la conjunción de dos factores:

posición dentro de la plataforma (en sentido proximal – distal) y “momento” eustático de rango mayor.

En áreas de plataforma somera, las oscilaciones menores del nivel del mar quedan claramente registradas en la sucesión sedimentaria mediante conjuntos de estratos y discontinuidades estratigráficas menores (asociadas a los episodios de caída), definiendo secuencias de depósito. El registro sedimentario es incompleto, tanto más cuanto más somero, siendo resultado de unos procesos sedimentarios multiepisódicos. Ahora bien, hacia el interior de la plataforma, el espacio de acomodación es mayor y los procesos sedimentarios van a ser más continuos en el tiempo, debido a que los sistemas deposicionales no van a verse tan afectados por las fluctuaciones eustáticas de rango menor. Ello genera un registro sedimentario más continuo, en este caso, con desarrollo agradable de facies carbonatadas de grano fino e intensa actividad biogénica (características de ambientes más distales de plataforma), en el cual se superponen diferentes eventos deposicionales (6° orden) sin que queden materializados como secuencias deposicionales al uso; en definitiva, tiene lugar una “*amalgamación*” de secuencias deposicionales. En estos casos, el espesor de las secuencias de 5° orden es conforme a la existencia de dos eventos deposicionales menores superpuestos. Dichos eventos generan en otras áreas de la plataforma (más someras) sendas secuencias de 6° orden.

Un efecto similar se produce al alcanzar un pico de máximo ascenso eustático de rango mayor (Ej. 3° ó 4° orden). En un contexto sedimentario de nivel del mar alto, el espacio de acomodación va a ser mayor, independientemente del punto de la plataforma en el que nos encontremos, y la sedimentación va a ser un proceso más continuo de nuevo, al no verse afectado por las caídas menores del nivel del mar.

Con estos criterios se puede explicar la falta de reconocimiento de secuencias deposicionales de 6° orden en el par de parasecuencias sd-1.3 y sd-1.4 dentro de las secciones de la Hoz de Silos, Contreras I y II, mientras que sí son identificables en otras secciones; debido a la existencia de niveles cubiertos en el tramo considerado, no se incluye den-

tro de esta terna la sección de Cuevas de San Clemente (extremo noroccidental del sector). En general, las secciones señaladas reflejan los contextos más distales o marinos de este sector de la plataforma; hay que tener en cuenta que todas las secciones han sido levantadas siguiendo un corte pseudoparalelo (NO-SE) al eje de la cuenca, y no perpendicular a éste, donde el carácter proximal-distal de las sucesiones sería más patente. Además, la ausencia de las secuencias menores tiene lugar en las parasecuencias (5° orden) situadas inmediatamente por encima del pico de máxima tasa de ascenso eustático de 3° orden (SMM), cuyo efecto se ve amplificado por la coincidencia del pico de mfs de 4° orden de la SD-1.1. A medida que nos alejamos de la SMM de 3° orden, las secuencias de 6° orden van a poder reconocerse en el resto de parasecuencias.

Algo similar ocurre en la parasecuencia sd-3.3, ya que si bien presenta malas condiciones de afloramiento (Alto del Portillo, Santa María de las Hoyas, Cuevas de San Clemente, Calatañazor, etc.), extensibles en buena medida a la secuencia SD-1.3 que la contiene, en la Sección de Contreras I no puede descartarse la existencia de procesos de amalgamación.

No obstante, el ejemplo más claro de amalgamación de secuencias de 6° orden se encuentra nuevamente dentro de las parasecuencias sd-1.3 y sd-1.4 en la sección de Cabrejas del Pinar. En este caso el incremento del espacio de acomodación producido tras alcanzar el pico de máxima tasa de ascenso eustático (SMM) de 3° orden, se ve amplificado notablemente por efecto de una subsidencia tectónica puntual que genera un monótono relleno sedimentario de carácter agradacional, sin que se reconozcan rupturas sedimentarias internas significativas que permitan individualizar secuencias deposicionales menores.

Si analizamos el resto de parasecuencias, se observa un conjunto de ellas, próximas a los límites de las secuencias mayores (4° orden), compuestas únicamente por una secuencia de 6° orden. Las diferencias de espesor de unos afloramientos a otros, así como el contexto sedimentario en el que tienen lugar, al comienzo o final de un evento eustático mayor, son argumentos suficientes para descartar la posibilidad de secuencias amalgamadas. Así, en las

OSO

PANEL B-B'

ENE

Tejada

Alto de Cervera

Hoz de Silos

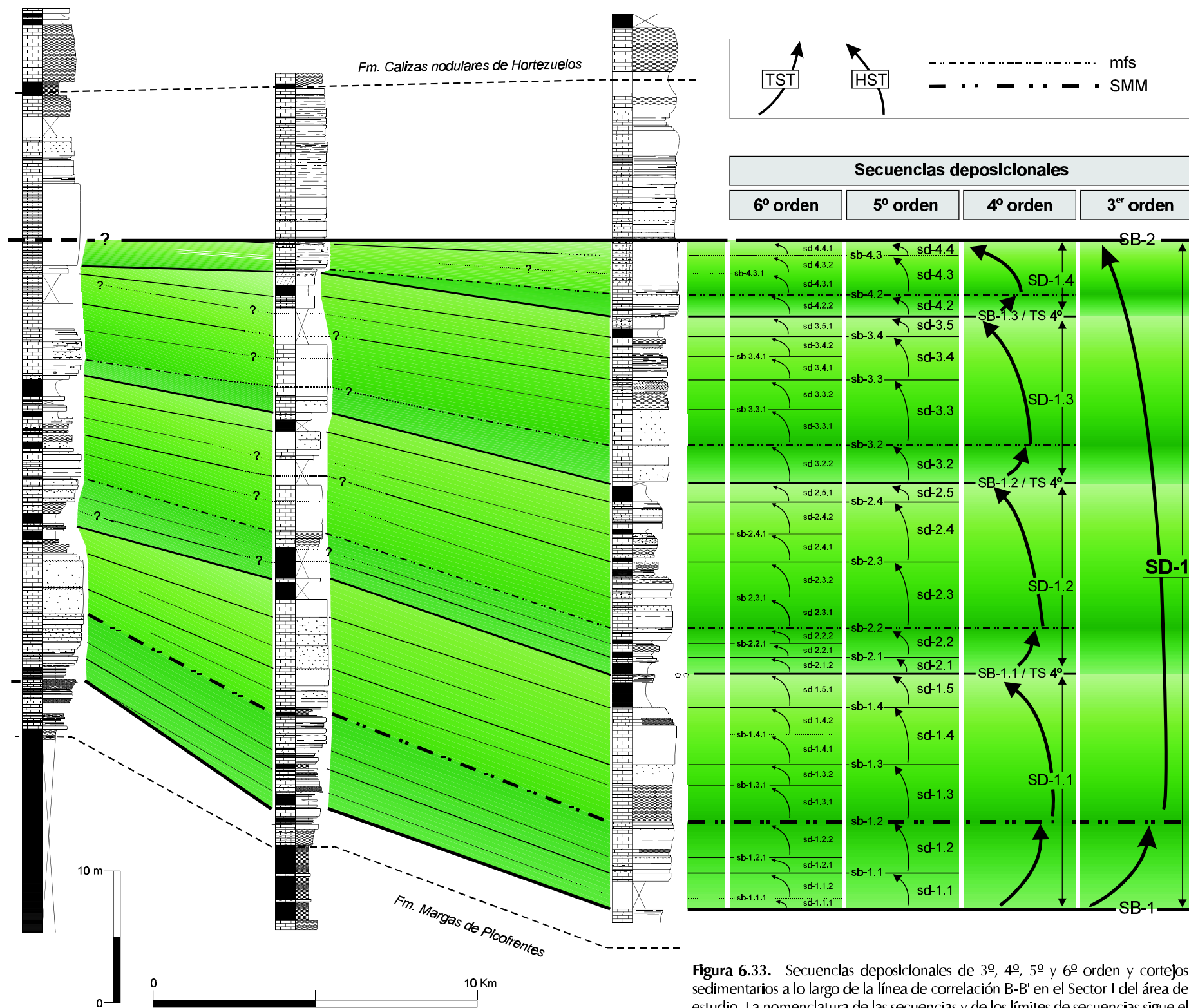


Figura 6.33. Secuencias deposicionales de 3º, 4º, 5º y 6º orden y cortejos sedimentarios a lo largo de la línea de correlación B-B' en el Sector I del área de estudio. La nomenclatura de las secuencias y de los límites de secuencias sigue el procedimiento del apartado 5.2.4.

parasecuencias basales (sd-n.1, n=1,2,3; y sd-4.2), la pérdida de secuencias de 6º orden se produce por solapamiento expansivo (*onlap*) sobre los depósitos de secuencias precedentes, afectando dicho acuñaamiento, en general, a la primera de ellas (sd-n.1.1, n=1,2,3; sd-4.2.1); estas relaciones geométricas (*onlap*) son características de etapas transgresivas. En un caso extremo, llegan a afectar a la segunda secuencia de 6º orden, como ocurre con la sd-2.1.2, que desaparece casi por completo entre las secciones de Hoz de Silos y Alto del Portillo, o con la sd-3.1.2, a la que le ocurre lo mismo al O de Calatañazor.

Sin embargo, en las parasecuencias terminales (sd-n.5, n=1,2,3) la secuencia de 6º orden que falta es la superior (sd-n.5.2, n=1,2,3) debido a relaciones de solapamiento retractivo (*offlap*) como consecuencia de la falta de espacio de acomodación suficiente al final de los episodios eustáticos de 4º orden. Esta pérdida de acomodación es tan acusada al final de la secuencia de 3º orden, que marca la completa desaparición de la sd-4.5 (no aflora en ninguna de las secciones de este sector) y, seguidamente, la de la parasecuencia sd-4.4.

Un comentario aparte merece la parasecuencia sd-1.5, que como ya se ha señalado, finaliza en un nivel guía de estromatolitos globulares. Su reducido espesor (1,4 m de valor medio) en los afloramientos de la región central y oriental (sección del Alto del Portillo a Calatañazor) ofrece pocas dudas de estar compuesta por una sola secuencia de 6º orden (sd-1.5.1). En la sección de Cabrejas del Pinar forma parte de un tramo cubierto que nos impide conocer su dimensión real. Hacia el NO (Hoz de Silos, Contreras I y II y Cuevas de San Clemente) su espesor llega a duplicarse (3,3 m de valor medio) debido al gran desarrollo de los niveles margosos inferiores. Este incremento de espesor lleva a plantear la posibilidad de la presencia de las dos secuencias de 6º orden amalgamadas (sd-1.5.1 y sd-1.5.2), tal y como se ha visto en las parasecuencias sd-1.3 y sd-1.4; de ser correcta esta posibilidad, la secuencia que contiene el nivel de estromatolitos pasaría a ser la sd-1.5.2 (la más extensiva, al reconocerse en todos los afloramientos), obligando al acuñaamiento de la sd-1.5.1 por *onlap* (solapamiento expansivo) hacia el SE, relación geométrica muy poco probable en la etapa final, claramente regresiva de un episodio eustático

de 4º orden. Por tanto, la explicación más coherente para ese incremento de espesor es un mayor espacio de acomodación y, por tanto, una mayor tasa de relleno sedimentario en áreas más profundas (zona NO) del sector estudiado, que tiene lugar durante un único episodio deposicional de 6º orden (sd-1.5.1). La correlación de esta parasecuencia con otros sectores de la Cuenca Ibérica confirma esta segunda interpretación (ver capítulo 7).

Como se ha comentado anteriormente, las secuencias de 6º orden son más fáciles de reconocer hacia el borde de cuenca, siempre que la calidad de exposición lo permita. Esto es así en la sección de Tejada (Fig. 6.33), donde las diferentes parasecuencias están compuestas por una o dos secuencias de 6º orden, en función de su posición (extremos o centro) dentro de la secuencia de 4º orden que las contiene. No obstante, las parasecuencias sd-1.3 y sd-1.4 están formadas en esta sección, aparentemente por una sola secuencia de 6º orden, a juzgar por la pérdida de espesor que presentan con respecto a secciones próximas (Alto de Cervera); de ser esto así, es problemático conocer cual de las dos secuencias menores es la que se conserva en este afloramiento. Una segunda hipótesis consiste en admitir la presencia de sendas secuencias de 6º orden amalgamadas, a pesar del carácter somero o marginal del afloramiento, al situarse éstas inmediatamente por encima de la SMM de 3º orden.

Para finalizar, las secuencias de 6º orden están internamente organizadas, una vez más, por secuencias de orden menor antes de llegar al nivel de estrato elemental. Esto es especialmente observable en los afloramientos de la zona central y suroriental (Fig. 6.32), que reflejan ambientes más someros. Están formadas por asociaciones de varios estratos marga-caliza o micrita-calcarenita, reflejando una somerización creciente o aumento del régimen energético hacia techo. Su número y espesor dentro de las secuencias de 6º orden, así como sus posibilidades de correlación entre los diferentes afloramientos son muy variables.

6.2.6 Síntesis y discusión

Se han levantado 12 secciones estratigráficas de alto detalle (escala centimétrica) de los materiales del Turoniense Superior a lo

largo de la banda de afloramientos cretácicos que, situados al sur del complejo “Sierra de la Demanda-Tierra de Cameros”, se extienden desde el sur de Burgos hasta la localidad de Soria. Permiten establecer un perfil de correlación estratigráfica de dirección NO-SE, pseudoparalelo al eje mayor de la Cuenca Ibérica (Fig. 6.3). De todas ellas, sólo la sección de Picofrentes presenta unas condiciones de exposición desfavorables, ofreciendo únicamente un mínimo control del espesor de los conjuntos de parasecuencias (4º orden).

En este sector, el Turoniense Superior destaca por estar homogéneamente estratificado, presentando un carácter tableado y rítmico (Fig. 6.4); estas características son extensibles en el resto de la Cordillera Ibérica, allí donde aflora en facies carbonatadas (ver s 6.3 y 6.4). Está representado por la Fm. Calizas bioclásticas de Muñecas, situada entre dos litosomas muy fosilíferos y diferentes: Fm. Margas de Picofrentes (Cenomaniense terminal-Turoniense Inferior), en la base; y Fm. Calizas nodulares de Hortezielos (Coniaciense-Santonense), a techo.

La Fm. Muñecas está formada por una alternancia de calizas variadas y niveles de margas estratificadas en bancos bien definidos. Presenta un espesor medio de 65 m, mostrando una sucesión sedimentaria que se repite sin grandes variaciones (cambios laterales de facies) en todas las secciones analizadas (Fig. 6.5). Da comienzo con calizas tidales finamente lajosas, con lenticulas de ripples y laminación ondulada “wavy” entre niveles tractivos y de baja energía, finalizando en una superficie ferruginosa o en un banco de calizas estromatolíticas. Por encima, se reconoce un conjunto de calizas bioclásticas packstone estratificadas en bancos bien definidos, ricas en glauconita e intraclastos ferruginizados, al que sucede un tramo homogéneo de calizas micríticas mudstone-wackestone dispuestas en gruesos bancos intensamente bioturbados, que dan paso a techo a términos nuevamente bioclásticos, a calizas micríticas con ostrácodos alternando con niveles de margas amarillas y calizas tidales, culminando con un segundo nivel estromatolítico, de gran continuidad lateral, que marca una ruptura sedimentaria. Por encima, se observa una evolución sedimentaria similar, repetida doblemente, y que comienza con niveles de removilización

bioclástica, alternando en la base con margas fosilíferas; continúa con calizas micríticas bioturbadas y finaliza con calizas tidales dolomitizadas y brechas dolomíticas. La sucesión finaliza con un monótono conjunto de calizas oolíticas tableadas, con estratificación cruzada de bajo ángulo, que contienen una discontinuidad estratigráfica interna.

La sucesión descrita es característica de sistemas deposicionales costeros (*nearshore*) y de plataforma interna no restringida, mostrando una alternancia en la vertical según un modelo de apilamiento sedimentario de carácter cíclico, integrado de muro a techo, por: facies de removilización bioclástica de ambientes infralitorales someros (con o sin glauconita); facies de plataforma abierta; facies bioclásticas más someras; facies de ambientes litorales restringidos; y, facies margino-litorales. Esta distribución vertical de facies se repite varias veces, aunque mostrando una tendencia general somerizante, en la que los términos costeros y litorales predominan sobre los de plataforma hacia techo.

La edad de los materiales ha sido establecida previamente por Floquet (1991) como Turoniense Superior-Coniaciense basal, en base a las biozonas de ammonites de los escasos ejemplares (*Coilopoceras requienanum* d'ORBIGNY) encontrados dentro de esta unidad, y de los más abundantes hallados en las Fms. Picofrentes y Hortezielos (Wiedmann, 1979; Floquet, *op. cit.*).

Los materiales de la Fm. Muñecas comprenden una secuencia deposicional de 3º orden completa (Fig. 6.27/28, organizada internamente en varias secuencias menores (4º, 5º y 6º orden). El límite inferior (SB-1) de la secuencia viene marcado por una discontinuidad sedimentaria situada a techo del conjunto de “*Tidalites inferiores*” (Floquet, *op. cit.*), mostrando una tendencia claramente emergente que culmina en un nivel de calizas estromatolíticas y/o costra ferruginosa. Por encima, se depositan facies bioclásticas ricas en glauconita, de ambientes más distales y marinos de la plataforma. Este límite queda, pues, caracterizado por una ruptura sedimentaria importante que implica una brusca retrogradación de los cinturones de facies en un contexto transgresivo mayor.

El límite superior (SB-2) se manifiesta como una superficie de exposición subáerea con procesos de carstificación y dolomitización asociados. En la sección de la Hoz de Silos, se sitúa a techo de un nivel de brechas calcáreas de colapso formadas por la disolución precoz de evaporitas; este nivel fue reconocido previamente por Floquet (*op. cit.*), quien con los mismos criterios sedimentológicos sitúa el techo de su 2ª U.T.B.S. Por encima, la sucesión continúa con una serie oolítica tableada (con intercalaciones micríticas, dependiendo de las secciones), que marca el final de la unidad litoestratigráfica Fm. Muñecas y representa secuencialmente el comienzo de la siguiente secuencia de 3º orden (Coniaciense-Santonense Inferior). En otras zonas de la plataforma no se observan huellas o estructuras de emersión (Ej. área de Contreras), manifestándose dicho límite como una ruptura menor que refleja un cambio de polaridad en la tendencia regresiva observada en los tramos finales de la secuencia deposicional.

En general, ambos límites son resultado de una caída eustática importante, que expone parcialmente la plataforma. No obstante, mientras el límite inferior es fácilmente reconocible en toda la región porque a las estructuras de exposición subáerea (no siempre identificables), se le superpone una brusca ruptura en la evolución vertical de facies, en el límite superior (SB-2) la exposición de la plataforma es parcial y la ruptura sedimentaria mucho más tenue, debido a un menor desplazamiento de los cinturones de facies. Ello genera problemas de reconocimiento en aquellas áreas que no quedaron expuestas (Ej. Contreras), en las cuales SB-2 se manifiesta como un episodio de ralentización sedimentaria, con desarrollo o no de superficie ferruginosa.

La secuencia de 3º orden está internamente organizada en cuatro conjuntos de parasecuencias o secuencias de 4º orden, que presentan una disminución de espesor progresiva hacia techo, variando entre los 20 y 7 m de valor medio. Sus límites internos son discontinuidades estratigráficas que reflejan rupturas sedimentarias menores, a favor de las cuales se producen procesos de diagénesis temprana relacionados con episodios de exposición más o menos breves. Asociados a estos episodios, no se reconocen procesos erosivos importantes, tan sólo de carstificación y dolomitización

incipientes, de manera que cuando la sedimentación marina se reanuda, lo hace en aparente paraconformidad, o en su caso, mediante *onlap* sobre la secuencia precedente, después de un desplazamiento de los cinturones de facies en un contexto transgresivo menor.

Dentro de cada secuencia de 4º orden, las facies se ordenan según el patrón de apilamiento arriba descrito, mostrando un rápido incremento relativo del nivel del mar y una posterior caída, que culmina con la interrupción sedimentaria de techo. Por tanto, se trata de secuencias de 4º orden transgresivo-regresivas, generadas por mecanismos cíclicos de origen eustático, en las que fácilmente se puede definir un TST y HST, así como la mfs que separa ambos cortejos (Fig. 6.30). En este sector de la plataforma, no se reconocen LST de 4º orden.

Las secuencias de 4º orden se convierten en las unidades de referencia en campo para el análisis secuencial: presentan un tamaño apropiado para su reconocimiento en los afloramientos (Fig. 6.29), sus cortejos sedimentarios son relativamente sencillos de establecer (Fig. 6.31) y, sobre todo, facilitan el análisis interno de la secuencia de 3º orden que las contiene, pues se manifiestan como una réplica de ésta a mayor escala. Efectivamente, la secuencia deposicional de 3º orden muestra una organización sedimentaria semejante a la de las secuencias de 4º orden, y por tanto una tendencia transgresiva y regresiva similar, pudiéndose definir de igual modo sus cortejos transgresivos y de alto nivel del mar (Fig. 6.30). El punto de máximo ascenso eustático se alcanza rápidamente, localizándose la SMM de 3º orden dentro de la SD-1.1 (coincidiendo con la mfs de 4º orden), que es la que aparece más desarrollada y presenta facies más marinas. La Superficie Transgresiva (TS) coincide con la discontinuidad basal de la secuencia deposicional, por encima de la cual se desarrolla un TST de pequeño espesor, coincidente con el TST de 4º orden, que está caracterizado por presentar altas proporciones de glauconita dentro de las facies de removilización bioclástica. El resto de la secuencia deposicional (HST de la SD-1.1 y las SD-1.2, SD-1.3 y SD-1.4) se desarrolla en el correspondiente HST de 3º orden, en el que, por un lado, el relleno sedimentario, que presenta una geometría agradacional, y por otro, la pérdida de

espacio de acomodación provocada por el descenso eustático, determinan la progresiva disminución de espesor de los conjuntos de parasecuencias, que alcanza su valor mínimo en la última de ellas.

La existencia de cortejos sedimentarios en la secuencia deposicional de 3^{er} orden y en los conjuntos de parasecuencias genera una superposición de cortejos de diferente orden, de manera que un cortejo de 3^{er} orden puede contener cualquier cortejo de 4^o orden. Este hecho provoca que, dependiendo de la escala de observación, un mismo conjunto de estratos pueda pertenecer a dos cortejos diferentes, como ocurre con los TST de 4^o orden que forman asimismo parte del HST de 3^{er} orden.

No obstante, esta superposición de cortejos presenta una evolución desigual, ya que el desarrollo de los diferentes cortejos de 4^o orden está en relación con el signo del cortejo de 3^{er} orden que los contiene. Así se explica que el TST de 3^{er} orden esté exclusivamente formado por un TST de 4^o orden (no contiene HST de 4^o orden) y que dentro del HST de 3^{er} orden sean los HST de 4^o orden los que adquieran un mayor desarrollo.

La persistencia de TST's de 4^o orden dentro del HST de la secuencia mayor unido a su propio TST de 3^{er} orden, refleja una tendencia transgresiva general para toda la secuencia deposicional en su conjunto. Esta conclusión, unida a la diferente naturaleza de los límites de la secuencia mayor, nos aproxima a conocer cuáles su posición dentro del ciclo de 2^o orden transgresivo – regresivo en el que se inscribe, debiéndose situar en la base del mismo, dentro de su etapa de ascenso eustático de 2^o orden, tal y como proponen García *et al.* (1996a) y Segura *et al.* (2001).

Así mismo, las secuencias de 4^o orden están compuestas internamente por parasecuencias, o secuencias de 5^o orden, en un número variable que va depender del espacio de acomodación existente en cada momento en la cuenca sedimentaria (Figs. 6.32/33). Así, un conjunto de parasecuencias completo (Ej. SD-1.1) consta de cinco secuencias internas de 5^o orden. A medida que nos alejamos de la SMM de 3^{er} orden, el espacio de acomodación se re-

duce progresivamente en cada pulso eustático menor, disminuyendo el número de parasecuencias en cada secuencia mayor, ya sea por *onlap* basal de las parasecuencias inferiores (sd-n.1, n=2,3,4), o por *offlap* de las superiores (sd-4.4 y sd-4.5). Como se ha comentado, no se han reconocido estructuras erosivas significativas que justifiquen la ausencia de parasecuencias por tales procesos. Aunque en general cada parasecuencia mantiene un espesor bastante uniforme en todas las secciones, las dos parasecuencias extremas (sd-n.1 y sd-n.5, n=1,2,3,4) van a presentar variaciones mayores, debido a las relaciones geométricas anteriormente comentadas, afectándolas de modo parcial o total, en cuyo caso desaparecen.

Las secuencias de 5^o orden están limitadas por discontinuidades menores y por los límites y mfs's de las secuencias mayores. Son secuencias de somerización, resultado de un episodio eustático menor, de rápida profundización y posterior relleno sedimentario, de manera que la etapa transgresiva inicial y la mfs de 5^o orden está contenida en la discontinuidad de la base, y toda la secuencia representa entonces el HST del evento eustático; guardan relación con los cortejos sedimentarios de la secuencia de 4^o orden en la que se inscriben. En un conjunto de parasecuencias completo, las dos primeras (sd-n.1, sd-n.2, n=1,2,3,4) pertenecen al TST de 4^o orden, mostrando un espesor creciente a techo y facies características (bioclásticas y tractivas); la SMM de 4^o orden se localiza a techo de la 2^a parasecuencia; en cuanto a las tres parasecuencias superiores (sd-n.3, sd-n.4 y sd-n.5, n=1,2,3,4), representan el HST correspondiente, mostrando una tendencia de espesores contraria.

Dentro de cada parasecuencia se puede llegar a reconocer hasta dos secuencias internas de 6^o orden, igualmente de somerización. Son identificables en todas las secuencias de 5^o orden, aunque aparecen desigualmente distribuidas a lo largo de las secciones analizadas, existiendo tramos donde no han sido reconocidas, bien porque las condiciones del afloramiento lo impiden, bien por amalgamación de estratos y secuencias, relacionadas con el espacio de acomodación generado en cada pulso eustático de rango menor (6^o orden).

Así mismo, las secuencias de 6° orden están a su vez, organizadas internamente por secuencias de orden menor, compuestas por asociaciones de varios estratos marga-caliza o micrita-calcarenita, reflejando un aumento del gradiente energético hacia techo. Su número y espesor, carácter autocíclico o alocíclico, así como sus posibilidades de correlación entre los diferentes afloramientos es muy variable, requiriendo un nivel de detalle superior al aquí exigido. No obstante, lo que sí se ha podido identificar a la escala de observación de este trabajo, es la existencia de este rango menor de secuencias, antes de alcanzar el estrato elemental, que representa la unidad básica de depósito.

Este modelo de apilamiento deposicional en secuencias de alta frecuencia dentro de un episodio de 3^{er} orden (SD-1) complementa al de las Unidades Tecto-biosedimentarias de Floquet (1991), desarrollado con anterioridad a la aceptación generalizada de la estratigrafía secuencial, aunque vea la luz con posterioridad a la aparición de ésta. Su gran mérito consiste en comprobar cómo aplicando una diferente metodología de análisis estratigráfico, basada en la sedimentología y en los aspectos paleoecológicos inferidos a partir de las faunas encontradas, se produce una convergencia final de ideas y resultados con aquella: el establecimiento de unidades evolutivas compuestas por rocas de diferente naturaleza, limitadas por superficies de referencia isócronas a lo largo de la cuenca y, por tanto, con un significado genético y temporal que permite una nueva concepción del registro estratigráfico.

Cada U.T.B.S., equivalente a un ciclo de facies transgresivo-regresivo de 2° orden (Alonso *et al.*, 1993; Floquet, 1998) está compuesta a su vez por varias mesosecuencias de rango menor, hoy día asimilables a secuencias deposicionales de 3° (*Short-term marine transgressive-regressive depositional cycles, DC*; Floquet, 1998) y 4° orden.

La evolución de estas mesosecuencias parte de una etapa inicial de rápida profundización, a la que sigue una etapa posterior de lenta somerización por relleno biosedimentario. La etapa de profundización inicial se produce por una reactivación de la subsidencia y se ve acompañada por la llegada de medios marinos abier-

tos con faunas hemipelágicas o de plataforma distal, según sea la magnitud de la inundación marina. La reactivación de la subsidencia puede ser tranquila o rápida, en función de si la mesosecuencia comienza con facies micríticas de grano fino, o con calizas bioclásticas con texturas granosoportadas respectivamente. La subsiguiente etapa de somerización se realiza por un progresivo relleno biosedimentario, mostrando un incremento del régimen hidrodinámico del medio hacia techo, reflejo de contextos sedimentarios más someros. Refleja una regresión en la que se registra una restricción de los medios marinos abiertos iniciales.

Traducidos estos conceptos al modelo de estratigrafía secuencial, las mesosecuencias están definidas exclusivamente por prismas progradantes en contextos sedimentarios de alto nivel del mar (HST); carecen de cortejo transgresivo (TST) y de cortejo de bajo nivel (LST), situados estos últimos en dominios de cuenca más septentrionales (Cuenca Vasco-Cantábrica; Floquet, 1991). Esto es debido a que utiliza dos tipos diferentes de criterios para determinar los límites de sus unidades: por un lado, considera las discontinuidades estratigráficas que implican interrupciones sedimentarias importantes (superficies de paleocarstificación, dolomitización, niveles estromatolíticos, etc.); y por otro, y debido a la importancia que da a los aspectos sedimentológicos y paleoecológicos anteriormente señalados, considera al mismo nivel que las discontinuidades anteriores, los cambios en la evolución vertical de las facies y biofacies, y por tanto, de los medios sedimentarios. En el primero de los casos, las secuencias debutan con calizas bioclásticas granosoportadas reflejo de una rápida reactivación de la subsidencia, mientras que los segundos coinciden con procesos de reactivación de la subsidencia tranquilos, en los que las facies bioclásticas son sustituidas por calizas micríticas.

En los términos del presente trabajo, la interpretación es en parte, diferente; las discontinuidades estratigráficas implican etapas de interrupción en los procesos sedimentarios y siempre van a definir límites de secuencias deposicionales de diferente rango (alta o baja frecuencia); mientras que los cambios en la evo-

lución vertical de las facies y las faunas permiten, en dominios de plataforma interna, reconocer también la superficie de máxima marinidad (SMM) interna, que separa el cortejo transgresivo (TST; términos bioclásticos) del de alto nivel del mar (HST; términos micríticos de plataforma abierta en la base) dentro de la secuencia deposicional. La no-separación de ambos criterios implica que en unas situaciones las mesosecuencias consten del TST y HST y en otras, estén formadas sólo por el HST, incluyendo su correspondiente TST dentro de la secuencia precedente⁶. En algunos casos, a este último hecho contribuye la dificultad en el reconocimiento de la discontinuidad estratigráfica que separa las facies regresivas y someras de la mesosecuencia inferior, de las facies transgresivas y también someras que marcan el inicio de la siguiente mesosecuencia, especialmente cuando se trata de pulsos eustáticos menores que no implican desplazamientos significativos de los cinturones de facies. Esto permite integrar y aclarar los dos tipos de unidades biosedimentarias reconocidas, independientemente del carácter "rápido" o "tranquilo" de la etapa inicial de reactivación de la subsidencia.

Por otra parte, el origen de estas unidades biosedimentarias, independientemente de su rango, era la subsidencia tectónica (de ahí su nombre). Posteriormente, traducidas estas unidades en términos de estratigrafía secuencial, pasan a ser consideradas debidas en gran parte al eustatismo, relacionando éste con factores tectónicos globales como la apertura oceánica del Atlántico Norte y otros más locales, como la apertura del Golfo de Vizcaya y la propia estructuración del margen ibérico en diferentes dominios paleogeográficos (Alonso *et al.*, 1993; Floquet, 1998).

En síntesis, el modelo tecto-biosedimentario que Floquet (1991) establece para el Cretácico Superior de la Cordillera Ibérica Septentrional converge con el de la estratigrafía secuencial a la hora de organizar el registro sedimentario en unidades estratigráficas genéticas con un signi-

ficado temporal. Las pequeñas diferencias existentes en la elección de los límites y en la naturaleza interna de ambos tipos de unidades se debe a la desigual concepción utilizada para su definición en cada caso. Conociendo cuales son estos criterios, las diferencias no reflejan discrepancias importantes y ambos modelos se aproximan.

6.3 SECTOR II: Margen meridional de la Cordillera Vasco-cantábrica

A fin de reconocer la evolución de las secuencias deposicionales hacia dominios más externos de la plataforma, se ha realizado una correlación con sucesiones sedimentarias más septentrionales, del Borde Sur de la Cordillera Vasco-cantábrica (Fig. 6.34). Estas sucesiones reflejan dominios más marinos, en los que el Turoniense Superior se presenta en facies ligeramente diferentes, pero conservando el carácter uniforme y rítmico de la estratificación que le es característico en toda la Cuenca Ibérica.

Al Norte de Burgos, el Cretácico presenta una estructura de plegamiento alpino con importantes cabalgamientos vergentes al S-SO y un sistema de pliegues asociados a las estructuras de despegue. Una de estas estructuras es el *Sinclinal de la Lora de Valdelucio*, un pliegue de dirección ONO-ESE con un cierre periclinal en las proximidades de Aguilar de Campoo (Palencia); genera un relieve invertido tipo "muela" (Lora) en el que, a favor de sus flancos, aflora la sucesión del Cretácico Superior en óptimas condiciones. Aquí, el mejor afloramiento del Turoniense Superior es el de Humada-La Riba de Valdelucio (Fig. 6.35), situado a lo largo de la Carretera C-621 que atraviesa de S a N el citado sinclinal, uniendo ambas localidades. Se han levantado dos secciones estratigráficas en cada uno de los flancos de la estructura; aunque las referencias a ambas son continuas, la más representativa es la de Humada, levantada a la altura del km 22 en el flanco meridional (UTM: 412.231; 4.725.895). La sección de la Riba de Valdelucio se ha realizado en el flanco septen-

⁶ con posterioridad, reconoce ciclos transgresivo-regresivos de 3^{er} orden (*short-term marine transgressive-regressive depositional cycles*, DC; Floquet, 1998).



Figura 6.34. Situación del área de estudio en el borde meridional de la Cordillera Vasco-cantábrica (Sector II).

trional, a lo largo de un barranco situado inmediatamente al sur de Barrio Lucio (UTM: 411.325; 4.727.825), donde la serie aflora subvertical. Así mismo, se han realizado observaciones puntuales en los afloramientos próximos de Hoyos del Tozo, Peña Castro, Olleros del Pisuega y Villaescusa de las Torres.

El Turoniense Superior está representado en esta región por la *Fm. Calcarenitas y calizas con Rudistas de Villaescusa de las Torres* (Floquet *et al.*, 1982), que es cambio lateral de facies de la *Fm. Muñecas* hacia el N, de la cual conserva su homogénea estratificación, motivo por el cual resalta morfológicamente dentro de la sucesión general cretácica, situándose entre dos litosomas muy diferentes y menos competentes: la *Fm. Arenas y Calizas de Revilla de Pomar* en la base, con la que presenta un contraste litológico neto; y la *Fm. Margas y calizas margosas con Ammonites de Nidáguila* al techo, a través de un contacto neto, ferruginizado y bioperforado.

La sección de Humada fue descrita inicialmente por Floquet (1991), quien realizó un es-

tudio sedimentológico y bioestratigráfico, por el que estableció varias mesosecuencias de profundización y relleno, señalando la evolución de los medios sedimentarios, así como la presencia de varios biostromos de rudistas; posteriormente ha sido descrita por Gräfe (1994) quien llevó a cabo una reinterpretación, en términos de análisis secuencial, de los datos originales de Floquet (*op. cit.*).

6.3.1 Sucesión estratigráfica

A continuación se realiza una descripción resumida de la sucesión estratigráfica agrupando tramos por afinidades litológicas o morfológicas, para lo cual se ha elaborado una sección tipo⁷ (Fig. 6.36) con espesores reales, a partir de los datos de los dos afloramientos (Humada y La Riba de Valdelucio), cuya proximidad determina una gran homogeneidad de facies y espesores. La sección da comienzo sobre un tramo cubierto con una barra calcárea de 7 m de espesor (bancos 1 y 2; Fig. 6.36), compuesta por calizas bioclásticas wackestone-

⁷ La descripción detallada por tramos se encuentra en el Anexo I.

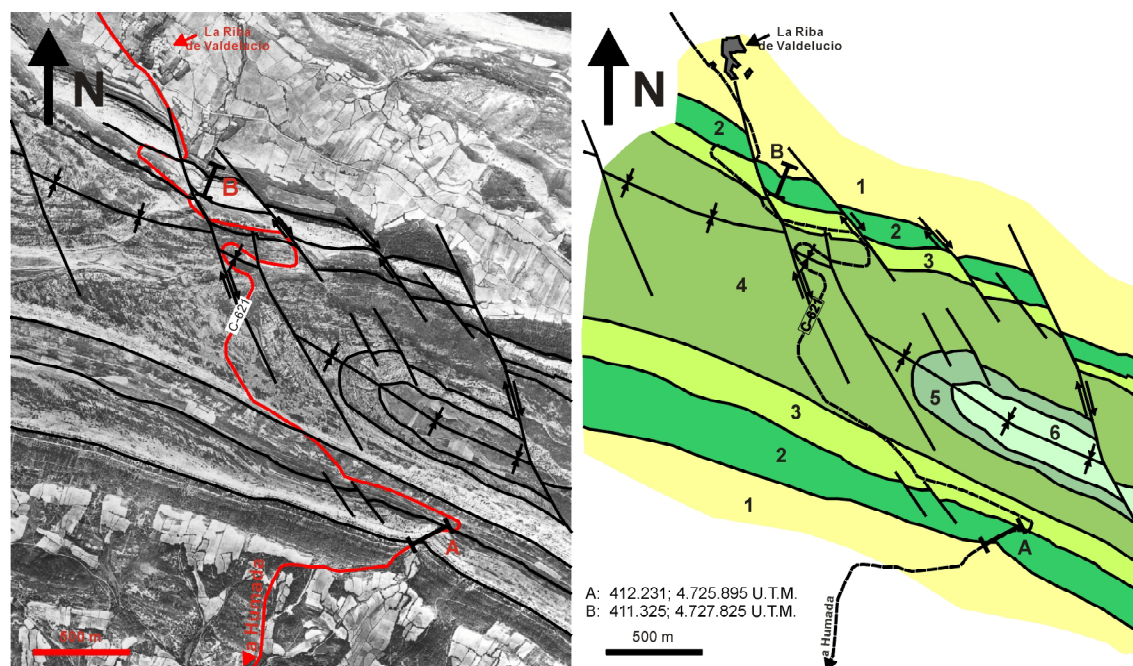


Figura 6.35. Esquema fotogeológico y situación de los afloramientos de Humada (A) y La Riba de Valdelucio (B). (1) Litosomas inferiores terrígeno-carbonatados de las Fms. Sta Cruz del Tozo y Revilla de Pomar; (2) Fm. Villaescusa de las Torres; (3) Fm. Nidáguila; (4) Fm. Nocado de Burgos; (5) Mb. San Pantaleón de Losa de la Fm. Tubilla del Agua (Floquet, 1991); (6) Tramo margoso de la Fm. Tubilla del Agua.

packstone y biomicritas nodulares con texturas wackestone intensamente bioturbadas a techo, estando rellenos los tubos por material dolomitizado. Corresponde al tramo carbonatado de la 3ª mesosecuencia de Floquet (*op. cit.*), que resalta morfológicamente entre tramos blandos de la parte superior de la Fm. Revilla de Pomar.

Por encima, aflora un importante conjunto (bancos 3 a 11; Fig. 6.36) de naturaleza terrígena (Fig. 6.37.a), y menor expresión morfológica, compuesto por: 4,90 m de arenas micáceas de grano fino con pequeñas intercalaciones de areniscas dolomíticas con glauconita; 3,60 m de una alternancia de arenas amarillas-ocres de grano fino a medio (Fig. 6.37.b) con laminación ondulada, y de areniscas dolomíticas bioclásticas con fragmentos de bivalvos y ostreidos predominando estos últimos hacia techo, donde aparecen dolomías arenosas de carácter lumaquélico, con abundantes fragmentos vegetales (Fig. 6.37.c), que terminan en una superficie ferruginosa; y 3,20 m de arcillas negras carbonosas con limos arenosos y alguna lenticula aislada de arenas, que destacan por su

alto contenido en m.o. (Fig. 6.37.d), y por la presencia de fragmentos elongados de lignito de hasta 15 cms de longitud y de sulfatos. Este último tramo resalta por sus destacados tonos negros, y marca desde un punto de vista litológico, el final de la Fm Revilla de Pomar.

A continuación le sucede un conjunto carbonatado (bancos 12 a 14; Fig. 6.36) de 6,90 m organizado en tres grandes bancos estratocrecientes muy fosilíferos; el inferior, de naturaleza calco-margosa rico en m.o. y en fragmentos de ostreidos, gasterópodos, equinodermos y otros bivalvos, presenta una importante lumaquela bioclástica en la base y una superficie ferruginosa a techo; los dos bancos restantes están formados por biomicritas nodulares muy bioturbadas, con equinodermos y fragmentos reelaborados de lignito procedentes de niveles inferiores, y por calizas bioclásticas wackestone-packstone, de energía creciente a techo e igualmente bioturbadas, presentando algunos de los tubos ausencia de relleno. Este tramo constituye la base de la Fm. Villaescusa de las Torres y define una nueva barra carbonatada al inicio de un importante escarpe

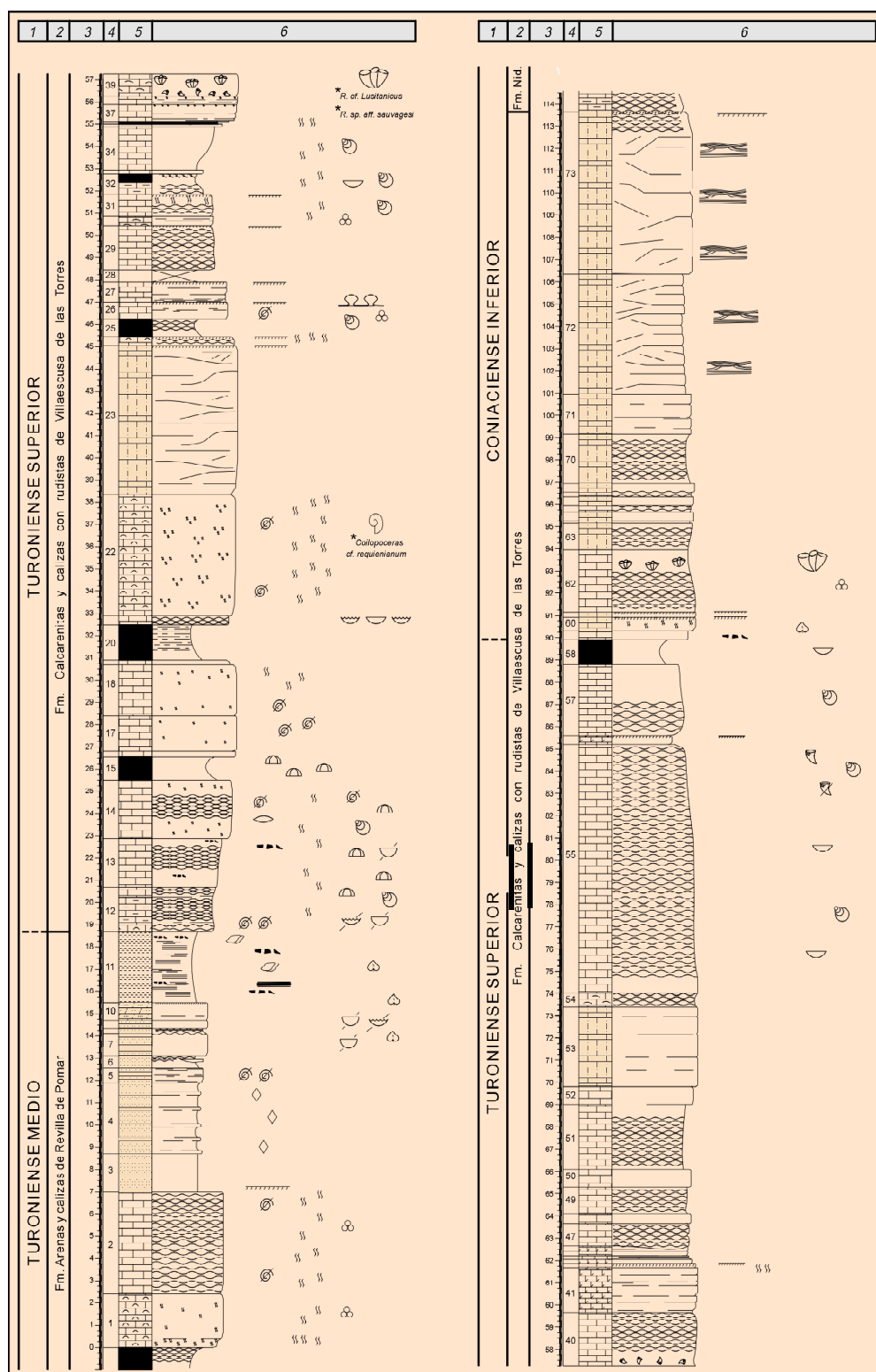


Figura 6.36. Sección estratigráfica tipo de Humada-La Riba de Valdelucio (Burgos). 1) Edad; 2) Unidad litoestratigráfica; 3) Escala; 4) Tramo; 5) Litología; 6) Estratificación, estructuras sedimentarias y contenido fósil. Los límites cronoestratigráficos se justifican en el Capítulo 9. Leyenda como en Fig. 6.5. (*) Datos procedentes de Floquet (1991).

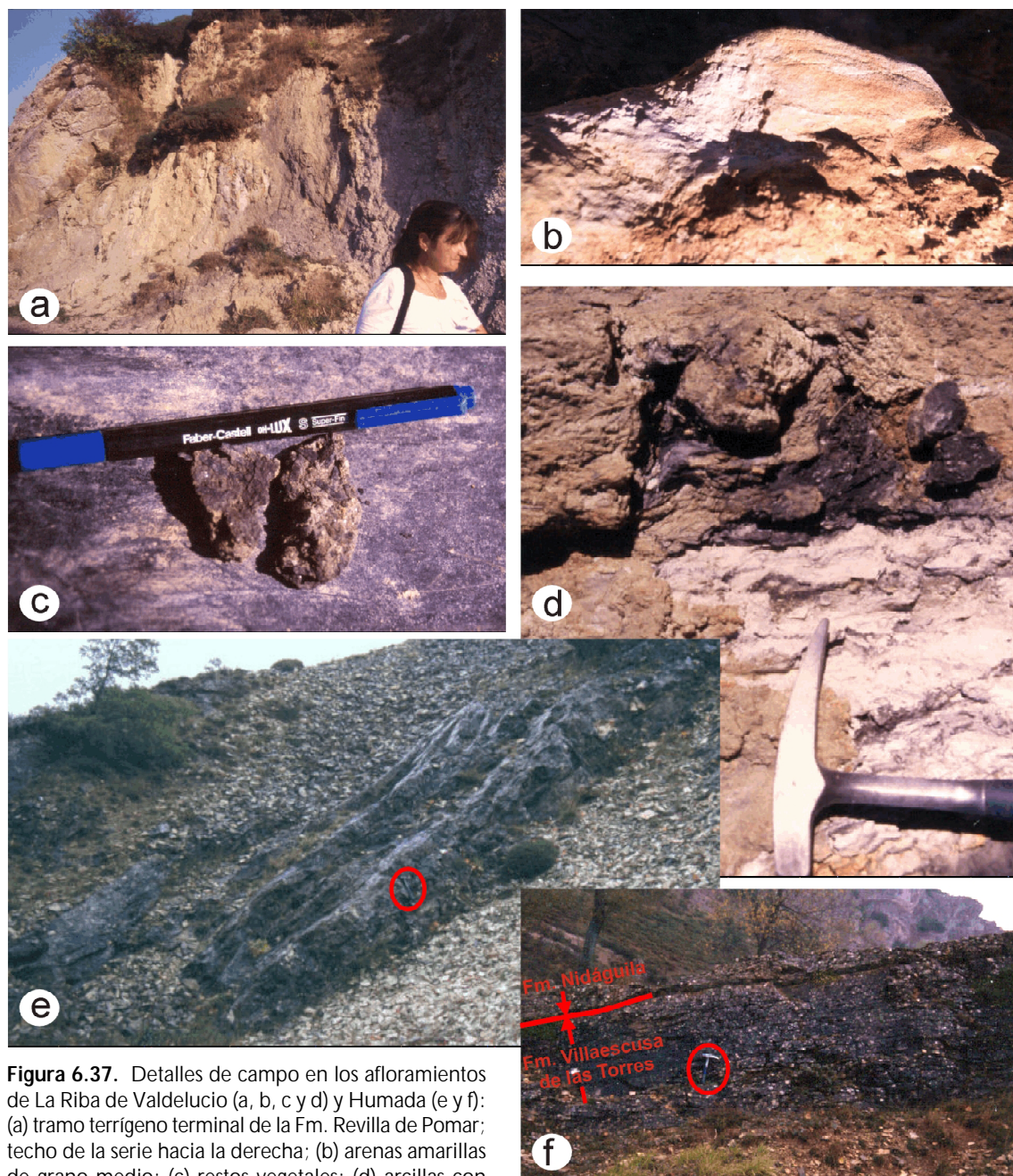


Figura 6.37. Detalles de campo en los afloramientos de La Riba de Valdelucio (a, b, c y d) y Humada (e y f): (a) tramo terrígeno terminal de la Fm. Revilla de Pomar; techo de la serie hacia la derecha; (b) arenas amarillas de grano medio; (c) restos vegetales; (d) arcillas con m.o. y fragmentos de carbón; (e) estratificación "hummocky" de gran escala al término de la Fm. Villaez de las Torres; (f) contacto entre la unidad anterior y la Fm. Nidáguila.

morfológico. Por encima, aflora un nivel blando de 1m de espesor constituido por margas y calituye un "thicket" de rudistas desarrollado sobre un delgado nivel basal de acumulación de conchas fragmentadas (tramo 39; Fig. 6.36). Se trata de un banco de base y techo planos que muestra una comunidad de radiolíticos en posición de vida, creciendo unos sobre otros hasta

alcanzar una altura de 1 m; a techo algunos ejemplares están ligeramente movidos, dando paso a: 2,40 m de calizas wackestone, con fragmentos de rudistas arrastrados, y aspecto muy nodular que decrece ligeramente a techo (banco 40; Fig. 6.36); 2,95 m de calizas mudstone-wackestone con miliolitos, estratificadas en bancos de 15-30 cm (bancos 41 a 46; Fig. 6.36); y

3,45 m de calizas wackestone a packstone suavemente erosivas, que están organizadas en dos conjuntos de estratos granocrecientes, nodulares a base y masivos a techo (bancos 47 a 50; Fig. 6.36). Este último conjunto contiene pequeños *thickets* de rudistas en la sección del flanco septentrional (La Riba).

Por encima afloran: un tramo de 3,70 m de calizas bioclásticas muy nodulares y tendencia granocreciente, con un nivel a techo masivo de naturaleza calcarenítica (bancos 51 y 52; Fig. 6.36); 4,20 m de calizas grises con un tableado interno difuso, finalizando en un entrante muy bioturbado, lajoso y fosilífero (bancos 53 y 54; Fig. 6.36); y 11,60 m de calizas wackestone a mudstone muy nodulares, definiendo un tramo muy homogéneo, sin planos de estratificación internos (banco 55; Fig. 6.36), que finaliza en un nivel muy bioturbado, recristalizado y ferruginizado (banco 56; Fig. 6.36).

Por encima, aflora un banco de calizas de removilización bioclástica y aspecto nodular (banco 57; Fig. 6.36), que pasan a margas y a calizas tableadas y ferruginizadas con texturas wackestone-packstone, destacando por la presencia de restos vegetales y cantos negros (bancos 57 a 61; Fig. 6.36); éstas últimas definen la base del cuarto escarpe morfológico. Dentro del resalte se reconocen dos tramos: el primero, de 5,80 m (bancos 62 a 69; Fig. 6.36), está constituido por calizas packstone-grainstone de aspecto muy nodular en los 2,80 m inferiores y en bancos de 30-40 cm en el resto; a una altura de 1,7 m de la base se identifica un delgado "thicket" (15 cm) de radiolítidos de gran talla, en aparente posición de vida; el segundo tramo está formado por 4 m de calizas packstone-grainstone, nodulares en la parte inferior, y organizado en tres grandes bancos (60 cm) de texturas grainstone a techo (bancos 70 y 71; Fig. 6.36).

Por encima, se observa un brusco cambio sedimentario (y también morfológico), que da paso a facies muy diferentes, con intensos procesos de disolución cárstica superficial, que afectan por igual a esta parte de la serie en ambos flancos del sinclinal. Este último tramo (bancos 72 y 73; Fig. 6.36), de 12,70 m, está compuesto por calcarenitas bioclásticas y oolíticas de alta

energía, con texturas packstone-grainstone, estratificación hummocky de pequeña a gran escala (Fig. 6.37.e), intraclastos redondeados y glauconita. El tamaño de los aloquímicos y el de las estructuras sedimentarias aumenta hacia techo, reflejando un incremento en el mismo sentido del gradiente energético. Finalizan con una superficie muy neta, ferruginizada y bioperforada, que da paso a las calizas bioclásticas amarillas (Mb. Ribera Alta; Floquet, *op. cit.*) de la base de la Fm. Nidáguila (Fig. 6.37.f).

6.3.2 Bioestratigrafía

Dentro de la Fm. Villaescusa de las Torres, Floquet (1991) cita la presencia de rudistas y ammonites en diferentes afloramientos del sector, repartidos en varios niveles estratigráficos concretos. La fauna de rudistas citada en esta sección (*Radiolites cf. lusitanicus* BAYLE y *Radiolites sp. aff. sauvagesi* d'HOMBRE FIRMAS) es poco concluyente a la de determinar la edad de los materiales, debido a las dificultades de determinación exacta de las especies. No obstante, la presencia de *Hippurites requieni* MATHERON, *Hippurites socialis* DOUVILLE e *Hippurites vasseuri* DOUVILLE, así como la de *Coilopoceras cf. requinianum* (d'Orbigny), encontrado en los alrededores de la sección de Hoyos del Tozo (UTM: 422.181; 4.729.358) en una posición estratigráfica equivalente al tramo 22 (Fig. 6.36) de la sección aquí descrita, permiten atribuir una edad Turoniense Superior-Coniaciense Inferior para estos materiales.

6.3.3 Facies y Medios Sedimentarios

El análisis de facies de los tramos descritos anteriormente, apoyados en las observaciones puntuales de afloramientos próximos permiten reconstruir cómo ha sido la distribución vertical de los ambientes deposicionales en este sector de la plataforma y, por lo tanto, su evolución sedimentaria.

La barra carbonatada del comienzo de la serie está formada por facies submareales de ambientes de plataforma interna de baja energía por

debajo del nivel de base del oleaje en condiciones normales, estando sometidos a una intensa actividad biogénica (bioturbación) que imprime carácter nodular a los sedimentos.

Un brusco cambio litológico, que implica el desplazamiento de los cinturones de facies hacia la cuenca, da paso a un conjunto terrígeno organizado en tres tramos: Los dos primeros reflejan una secuencia de energía creciente a techo que muestra la progradación de un complejo deltaico dominado por procesos fluviales, o bien, de un sistema playero; da comienzo con facies limosas y arenosas finas distales o de *Prodelta*, con glauconita (tramo inferior), sobre las que se disponen las del *frente deltaico* (tramo intermedio), de mayor gradiente hidráulico y más carbonatadas, estando retocadas por la acción de las mareas (laminación ondulada) y del oleaje (acumulaciones lumaquéllicas); finaliza en una superficie ferruginosa bien desarrollada. El tramo superior, de arcillas negras, ricas en moscovita, m.o. y restos vegetales, reflejaría facies de decantación en ambientes palustres de la *Ilanura deltaica*; el carácter planoparalelo de los cuerpos de arena en éste y otros afloramientos, así como la ausencia de superficies erosivas y secuencias de canal, nos lleva a pensar en una cierta dinámica costera que redistribuyera lateralmente los sedimentos. Estas facies representan los últimos depósitos terrígenos de ambientes costeros en la sucesión, ya que por encima, una importante retrogradación de los cinturones de facies instaura ambientes marinos de plataforma carbonatada más o menos profunda, que se perpetúan hasta el Santoniense Superior.

La barra carbonatada suprayacente representa una secuencia estratocreciente y granodecreciente, que marca la reposición de un medio marino carbonatado, con gran actividad biogénica y elevada diversidad biológica. Los 40 cm iniciales, de carácter lumaquéllico, representan una superficie de removilización bioclástica que resalta un neto cambio de facies y de las condiciones hidrodinámicas del medio y marca el inicio de un episodio transgresivo. El nivel de margas rico en equinodermos (banco

15; Fig. 6.36) representa un episodio de condensación sedimentaria en ambientes de plataforma abierta, dando paso a una segunda barra carbonatada (bancos 17 a 19; Fig. 6.36) que refleja ambientes de plataforma (offshore) más distales, como muestra el paso de texturas bioclásticas granosoportadas a micríticas y el aumento del grado de bioturbación a techo.

El nivel de margas situado a continuación (bancos 20 y 21; Fig. 6.36), representa un segundo episodio de condensación sedimentaria y acumulación de fósiles, de mayor desarrollo que el anterior; da paso a una potente secuencia de somerización que comienza con: Biomicritas intensamente bioturbadas, de ambientes de plataforma abierta (*offshore*) por debajo del nivel de base del oleaje; continua con facies oolíticas tractivas de ambientes más someros y energéticos de *shoreface*, interpretándose como el resultado de la migración de barras submareales (*shoals*); y finaliza con facies de baja energía de ambientes someros mareales, con una elevada proporción de m.o. y desarrollo de calizas estromatolíticas.

Los dos tramos siguientes suponen una progresiva retrogradación de los cinturones de facies en un pulso transgresivo menor, pasando de los ambientes litorales anteriores a medios de plataforma interna por debajo del nivel de base del oleaje, que van a permitir en la base del siguiente tramo el desarrollo de pequeñas bioconstrucciones de rudistas. Los tres tramos siguientes vuelven a reflejar una potente secuencia de somerización, mostrando el paso de los niveles bioconstruidos a calizas wackestone muy nodulares, con fragmentos de rudistas reelaborados, y a calizas tractivas de aspecto masivo y nodular, de ambientes más someros y energéticos (*foreshore*).

Por encima, una ruptura sedimentaria menor da paso de nuevo a facies de ambientes submareales de plataforma abierta, con cierto gradiente energético; sin abandonar el carácter somero de la misma, permite el desarrollo de pequeños *thickets* de rudistas en áreas más

distales, llegando aquí fundamentalmente fragmentos reelaborados. Refleja una nueva retrogradación de los cinturones de facies, menos acusada que las anteriores, como muestra la escasa variación vertical de facies observable en los tres tramos siguientes: los dos primeros son estrato y granocrecientes y de carácter bioclástico y calcarenítico, finalizando en un entrante lajoso, bioturbado y fosilífero, que representa un nuevo evento de ralentización sedimentaria (sección condensada); el tercer tramo es de aspecto marcadamente nodular y contiene fragmentos de rudistas, presentando un carácter somerizante a techo, que culmina con un nivel muy bioturbado, ferruginizado y parcialmente recrystalizado, fácilmente reconocible en la sucesión.

El tramo siguiente, compuesto por facies de removilización bioclástica con restos vegetales y cantos negros, refleja una reactivación de las condiciones hidrodinámicas del medio, (dentro del contexto proximal dominante), hacia escenarios nuevamente de *shoreface*, marcando una ruptura sedimentaria neta con los términos finales del tramo inferior. Los dos tramos siguientes reflejan estos ambientes energéticos de plataforma somera situados por encima del nivel de base del oleaje, pasando de texturas wackestone-packstone y grainstone en la base a texturas exclusivamente grainstone (*foreshore* proximal) a techo. Este elevado régimen hidrodinámico no impide el desarrollo de nuevos *thickets* de rudistas, pero lógicamente adaptados a las condiciones energéticas, con bancos de menor tamaño y ejemplares de concha más gruesa.

Por encima las facies reflejan un notable incremento de las condiciones hidrodinámicas del medio, pasando a términos calcareníticos con abundantes intraclastos redondeados y estratificación "hummocky" de pequeña y gran escala, que caracterizan ambientes más internos de la plataforma: *shoreface* distal y/o *offshore* por encima del nivel de base del oleaje en episodios de tormenta; reflejan un cambio en la tendencia regresiva de los últimos tramos de la sucesión, tal

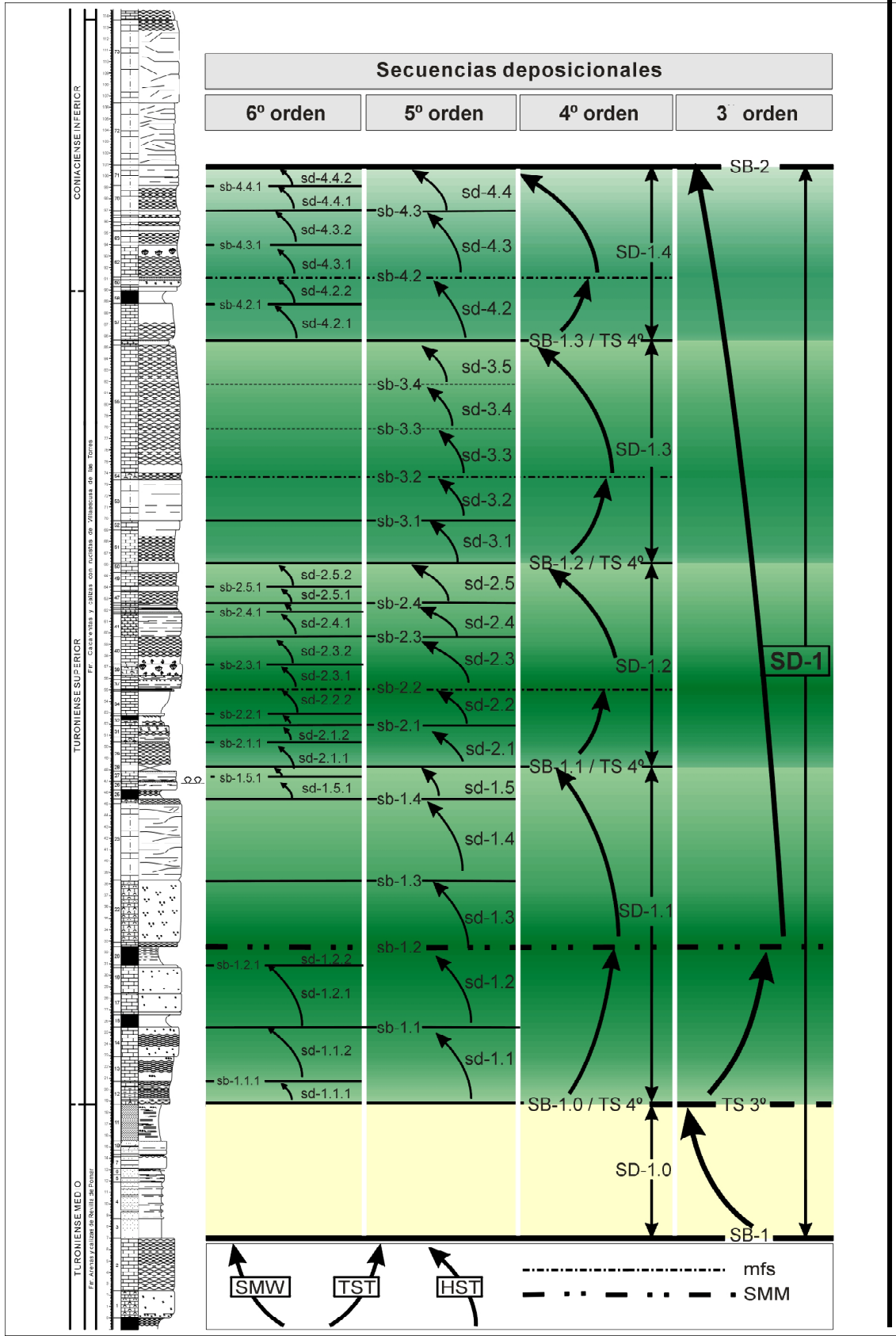
y como reconocen Floquet (1991), quien las interpreta como facies de barrera externa, y Gräfe (1994).

6.3.4 Secuencias deposicionales y cortejos sedimentarios de 3º y 4º orden

Los materiales descritos fueron interpretados por Floquet (1991) en términos de unidades genéticas o evolutivas, como parte de su "2ª Unidad Tecto-biosedimentaria" (2ª U.T.B.S.), situando el límite superior de la misma a techo del conjunto calcarenítico superior de alta energía que señala el contacto entre las Fms. Villaescusa de las Torres y Nidáguila. Estableció cinco mesosecuencias internas de somerización (de las que aquí hemos descrito las tres superiores), generadas por una rápida profundización y relleno sedimentario, excepto la última de ellas, en la que observó un cambio en la tendencia somerizante hacia condiciones más marinas y externas de la plataforma, cambio que entra en contradicción con el carácter regresivo que supone el final de cada U.T.B.S.

Posteriormente, Gräfe (1994) reinterpreta los datos de Floquet (*op. cit.*) y define una secuencia deposicional de 3º orden (UC 8/9) de edad Turoniense Superior-Coniaciense basal. Sitúa su límite inferior (SB UC8) por encima del nivel estromatolítico reconocido en la mitad inferior de la sucesión (tramo 26; Fig. 6.36), de manera que las barras carbonatadas inferiores y el conjunto terrígeno situado entre ambas corresponderían a una secuencia deposicional previa (UC 7/8). Por su parte, sitúa el límite superior (SB UC 9) en la base del potente conjunto calcarenítico de alta energía del final de la sucesión (bancos 72 y 73; Fig. 6.36), al reconocer en dichos materiales una tendencia progresiva hacia la profundización, propia del comienzo de la siguiente secuencia deposicional (UC 9/10).

En nuestro caso, el análisis detallado de las discontinuidades sedimentarias y de las superficies estratigráficas de referencia presentes, así como de la evolución vertical de facies, per-



mite una interpretación diferente. La sucesión aquí descrita comprende una secuencia deposicional de 3^{er} orden completa (SD-1), organizada internamente en varias secuencias deposicionales de 4^o orden, dentro de las cuales se reconocen a su vez secuencias de 5^o y 6^o orden (Fig. 6.38), de forma similar a otras áreas de la plataforma (Sector I). Todas estas secuencias tienen un significado genético propio y están limitadas por discontinuidades estratigráficas, si bien su reconocimiento resulta aquí más complicado. Nos encontramos en dominios más distales de la plataforma, y por tanto, más profundos y menos sensibles a las oscilaciones menores del nivel del mar. Ello hace que, a pesar de que las sucesiones son más potentes y presentan un registro sedimentario más completo, de manera que las discontinuidades que limitan las secuencias, especialmente las de menor orden, están peor caracterizadas (algunas no son identificables) que en sucesiones de dominios más someros.

Límites de 3^o y 4^o orden

El límite inferior de la secuencia deposicional (SB-1) se sitúa en el contacto entre las facies submareales de plataforma somera de la 1^a barra carbonatada y los depósitos terrígenos suprayacentes (Fig. 6.38). Refleja una ruptura sedimentaria importante, puesta aquí de manifiesto por un aumento del grado de recristalización a techo del conjunto carbonatado, y por la presencia de tubos de bioturbación fuertemente ferruginizados, no pudiendo precisar más la naturaleza del límite debido a las difíciles condiciones de afloramiento. Sin embargo, en secciones próximas como las de Hoyos del Tozo (UTM: 422.181; 4.729.358), Peña Castro (UTM: 406.143; 4.725.870) y Olleros de Pisuerga (UTM: 396.150; 4.733.725), a techo de dicha barra se reconoce una superficie ferruginizada y bioperforada, así como un cemento de óxidos

Figura 6.38. Secuencias deposicionales de 3^o a 6^o orden y cortejos sedimentarios en la sección estratigráfica tipo de Humada-La Riba de Valdelucio (Burgos). La nomenclatura de secuencias y límites de secuencia sigue el procedimiento del apartado 5.2.4.

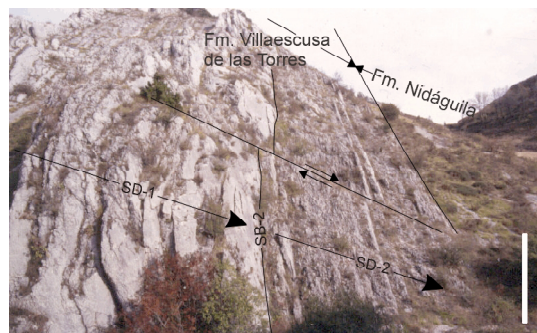


Figura 6.39. Parte superior de la sucesión estratigráfica en la sección de La Riba de Valdelucio, mostrando el contacto entre las Fms. Villaescusa de las Torres y Nidáguila, así como el límite superior (SB-2) de la secuencia de 3^{er} orden; la barra de escala representa 5 m.

de hierro que tapiza los tubos de bioturbación dejados por grandes crustáceos, antes de ser rellenados por las arenas del siguiente evento deposicional (Olleros de Pisuerga). La existencia de huellas de perforación y la ausencia de estructuras erosivas importantes, implican una litificación del sedimento previa a los procesos de ferruginización y bioerosión.

En base a lo dicho, este límite representa una importante discontinuidad estratigráfica, resultado de un acusado descenso del nivel del mar que genera una interrupción sedimentaria mayor, con procesos de litificación, recristalización y ferruginización asociados, así como un brusco desplazamiento de los cinturones de facies terrígenos costeros hacia el interior de la cuenca.

El límite superior de la secuencia (SB-2) se sitúa en la base del conjunto calcarenítico terminal de alta energía (Fig. 6.39), en sintonía con la idea de Gräfe (*op. cit.*) y con el cambio de tendencia sedimentaria descrito por Floquet (*op. cit.*), si bien no coincide con el límite superior de la 2^a U.T.B.S. Refleja un importante cambio en las condiciones ambientales de la plataforma, al pasar de medios someros dominados en mayor o menor medida por el oleaje, como se observa a lo largo de la sucesión, a ambientes más externos y de alta energía de plataforma abierta. La presencia de glauconita en los materiales suprayacentes y la ausencia de extraclastos

siliciclásticos, como cabría esperar en una plataforma somera dominada por las tormentas, apoyan esta idea.

A pesar de que el cambio de facies es neto, poco se puede decir sobre la discontinuidad que separa ambos conjuntos; el avanzado desarrollo de un lapiaz superficial por procesos actuales de carstificación, que utilizan los planos de estratificación como superficies de disolución preferencial, favorecidos por el alto buzamiento de la serie en ambos flancos del sinclinal, impide una descripción más detallada. No obstante, la presencia de intraclastos carbonáticos en el conjunto superior de alta energía, resalta una probable naturaleza erosiva para dicho límite.

En cualquier caso, el cambio de tendencia observado, así como la ausencia de facies margino-litorales y de estructuras de exposición subaérea, permiten afirmar que dicho límite representa una nueva discontinuidad estratigráfica relacionada con un descenso menor del nivel del mar, que no provocó la emersión de este área de la plataforma. Dicho descenso es seguido por un episodio transgresivo mayor, que permite la llegada por vez primera de ambientes de plataforma externa, más marinos y energéticos, que caracterizarán la siguiente secuencia deposicional (Coniaciense-Santonense inferior), en cuanto a sus facies y contenido fosilífero (Fm. Nidáguila), con la presencia de abundantes ammonoideos (faunas neríticas).

Internamente, la secuencia SD-1 está organizada en cuatro SECUENCIAS DE 4º ORDEN o CONJUNTOS DE PARASECUENCIAS carbonatadas, que denominaremos SD-1.1, SD-1.2, SD-1.3 y SD-1.4., respectivamente. El espesor de estos conjuntos disminuye progresivamente desde los 28,75 m de la SD-1.1, a los 14,35 m de la SD-1.4 (Fig. 6.38). El conjunto terrígeno inferior representa una secuencia de 4º orden adicional, con un importante significado sedimentario, que aparece por primera vez en estos dominios de plataforma, y que pasaremos a denominar SD-1.0 para preservar la nomenclatura asignada al resto de los conjuntos de parasecuencias manteniendo su orden de antecendencia (Fig. 6.38).

El límite inferior de este primer conjunto de parasecuencias (SD-1.0) coincide con la discontinuidad basal (SB-1) de la secuencia de 3º orden, mientras que su límite superior (SB-1.0),

se sitúa a techo del nivel de arcillas negras ricas en m.o. y restos vegetales (tramo 11; Fig. 6.38), que marcan el final del conjunto terrígeno mencionado. Por encima, un cambio litológico neto da paso a facies de removilización bioclástica, de carácter lumaquéllico en el contacto, que reflejan ambientes marinos abiertos de plataforma carbonatada. Dicho límite (SB-1.0) representa, por tanto, una ruptura sedimentaria mayor, que implica una brusca retrogradación de los cinturones de facies en un contexto transgresivo mayor.

El límite superior (SB-1.1) del primer conjunto carbonatado (SD-1.1) se sitúa a techo del nivel de estromatolitos globulares y calizas oolíticas (tramo 22; Fig. 6.38) que marcan el final de la tendencia somerizante observada en los últimos tramos de dicha secuencia. Por encima, se invierte la tendencia sedimentaria con depósitos submareales de plataforma carbonatada, reflejando una segunda retrogradación de facies en un contexto transgresivo menor.

Por lo que respecta al límite superior (SB-1.2) de la siguiente conjunto de parasecuencias (SD-1.2) es el que presenta mayores dificultades para su reconocimiento, debido a la homogeneidad de las facies y a la ausencia de estructuras de emersión, o que reflejen condiciones de somerización extrema. No obstante, se reconoce un cambio de signo menor en la evolución sedimentaria de las facies a techo del tramo 45 (Fig. 6.38), observando un carácter más bioclástico y una tendencia de progresiva profundización en los materiales situados por encima.

En cuanto al límite superior (SB-1.3) del conjunto SD-1.3, se sitúa a techo del tramo 51 (Fig. 6.38), en un nivel recrystalizado y ferruginizado que representa una ruptura sedimentaria menor, por encima de la cual se depositan facies de removilización bioclástica del siguiente episodio deposicional. Por último, el límite superior del último conjunto de parasecuencias (SD-1.4) coincide con la discontinuidad de techo (SB-2) de la secuencia mayor de 3º orden.

Distribución vertical de facies y cortejos sedimentarios de 3º y 4º orden

La distribución de facies dentro de cada conjunto de parasecuencias carbonatadas refle-

ja a éstas como secuencias transgresivo-regresivas, resultado de un ciclo eustático completo de ascenso y descenso del nivel del mar. Dicha distribución muestra una etapa inicial de profundización y una posterior de relleno y progresiva somerización, fácilmente reconocible en la SD-1.1, que es donde presenta un mejor desarrollo y un carácter más marino. Ésta comienza con facies fósilíferas algo margosas a base y facies de removilización y acumulación bioclástica, dispuestas en estratos y grupos de estratos de espesor creciente a techo (secuencias de orden mayor); pasan, a través del nivel de condensación sedimentaria del tramo 20-21 (Fig. 6.38): a un conjunto micrítico de baja energía muy bioturbado y escasamente estratificado (*offshore*); a términos calcareníticos tableados, más someros y de mayor gradiente hidráulico (*shoreface*); y finalmente, a facies someras perimareales, con una interrupción sedimentaria a techo que marca el límite superior de la secuencia.

Esta evolución sedimentaria se repite en las tres secuencias superiores, pero mostrando un carácter progresivamente más somero hacia techo, al disminuir el contraste entre las diferentes facies, resultado de la atenuación, en sentido proximal-distal, de los desplazamientos laterales de los sistemas deposicionales.

Dentro de ellas, se pueden reconocer cortejos sedimentarios diferentes separados por superficies estratigráficas de referencia (Figs. 6.38 y 6.40.b). La mfs de 4º orden está contenida dentro de un nivel de condensación sedimentaria, o sección condensada, fósilífera y muy bioturbada, o bien está representada por una superficie neta muy bioturbada y habitualmente ferruginizada. En ambos casos, se sitúa en el contacto entre los términos tractivos bioclásticos basales y los micríticos bioturbados situados por encima. La TS de 4º orden coincide con el límite inferior de cada secuencia; en unos casos está representada por niveles de reactivación energética de carácter lumaquéllico, mientras que en otros, son superficies planas que reflejan cambios de polaridad en la tendencia sedimentaria de las facies hacia contextos más marinos y profundos.

Ambas superficies (TS y mfs) delimitan un TST de 4º orden constituido por los términos fósilíferos y bioclásticos tractivos de la base,

estratocrecientes y con granoclasificación positiva (excepto el de la SD-1.1), que muestran una progresiva profundización hacia techo. Por encima de la mfs, se reconoce un HST de 4º orden de aspecto marcadamente nodular, que está organizado en estratos y conjuntos de estratos (cuando la nodulosidad permite reconocer planos de estratificación) de espesor decreciente, mostrando una somerización gradual que culmina en la discontinuidad de techo. Dentro del HST pueden desarrollarse pequeñas bioconstrucciones de rudistas.

Así mismo, la secuencia de 3º orden presenta una evolución sedimentaria similar que sus conjuntos de parasecuencias internos, aunque a menor escala, lo cual permite establecer igualmente sus cortejos sedimentarios (Fig. 6.40.a). La SMM de 3º orden se localiza dentro de la secuencia SD-1.1, coincidiendo con la mfs de dicha secuencia menor en la sección condensada del tramo 20 (Fig. 6.38). Dicha sección condensada refleja un cambio de polaridad en la evolución sedimentaria; su elevado espesor (1,6 m) puede explicarse como resultado de la amplificación de la señal eustática generada por la suma de dos picos eustáticos de igual signo (ascenso) y diferente rango (3º y 4º).

La TS de 3º orden se sitúa en el contacto (SB-1.0) entre los depósitos arcillosos del conjunto de parasecuencias siliciclástico (SD-1.0) y los carbonatados de la SD-1.1, coincidiendo nuevamente con la TS de 4º orden de esta última secuencia. Está caracterizado por una superficie de contacto neta, aparentemente no erosiva a escala de afloramiento; sin embargo, los depósitos carbonatados situados inmediatamente por encima incorporan clastos (fragmentos de lignito) reelaborados de los niveles inferiores. Dicha superficie pone punto final a los depósitos terrígenos de ambientes costeros (Fm. Revilla de Pomar), y marca la reinstauración, mediante una importante retrogradación de los cinturones de facies en un contexto claramente transgresivo, de ambientes carbonatados de plataforma interna y externa. Estos ambientes deposicionales caracterizarán los medios sedimentarios, en este dominio de la cuenca, durante el resto del Turoniense, Coniaciense y Santoniense inferior, a lo largo de las Fms. Villaescusa de las Torres, Nidáguila, Nocado de Burgos y Tubilla del Agua. Representa, por tanto, una Superficie de Inundación Marina Mayor.

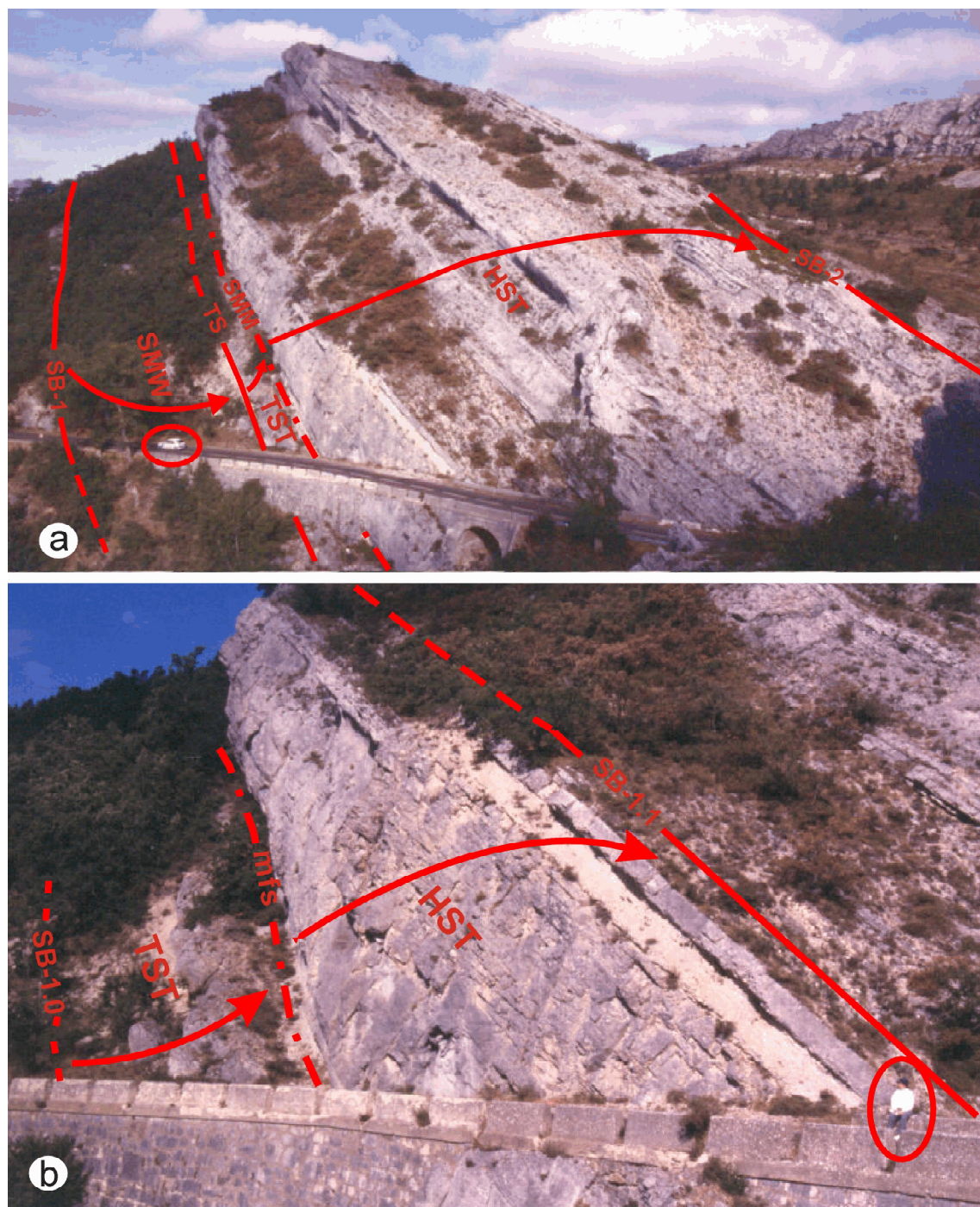


Figura 6.40. Sección de Humada. (a) Cortejos sedimentarios y superficies estratigráficas de referencia de 3^{er} orden. (b) Cortejos sedimentarios de 4^o orden en la SD-1.1. La nomenclatura se ajusta al procedimiento del apartado 5.2.4.

Por debajo, se reconoce un SMW constituido por un conjunto de parasecuencias (SD-1.0), de naturaleza siliciclástica, formado por arenas y arcillas con niveles de removilización y acumulación de conchas y de m.o., restos vege-

tales, lignito, etc., que muestran una secuencia de progradación de un sistema costero deltaico (ver apartado 6.3.2). Aunque sus posibilidades de reconocimiento son muy reducidas, debido a que constituye un tramo blando generalmente

cubierto, en la sección de Olleros de Pisuega (UTM: 396.150; 4.733.725), situada 17 km al ONO, presenta un mayor desarrollo, mientras que en la de Hoyos del Tozo (UTM: 422.181; 4.729.358) situada 11 km al ENE, está más reducida y las facies arcillosas negras de techo no aparecen.

A pesar de la escasez de datos, se deduce una geometría deposicional en cuña, perpendicular al borde de la cuenca y conforme al modelo sedimentario propuesto, disminuyendo su espesor hacia el interior de la cuenca (E) y engrosando hacia el margen (O). La presencia de fragmentos carbonosos y de restos vegetales reelaborados en los depósitos basales de la secuencia SD-1.1 suprayacente, pueden explicar la ausencia de las facies arcillosas terminales hacia el E, apuntando una más que probable naturaleza erosiva en la figura de la TS de 3^{er} orden, como es lógico esperar en una superficie de reactivación marina mayor (*Ravinement Surface*) sobre materiales siliciclásticos.

En base a su posición estratigráfica y paleogeográfica, facies y significado genético, los materiales de la SD-1.0 representan el SMW de la secuencia deposicional de 3^{er} orden analizada, siendo la primera vez que se reconoce este cortejo en toda la cuenca Ibérica. El hecho de encontrarse estratigráficamente situado entre dos conjuntos carbonatados de ambientes marinos de plataforma (frente a su carácter siliciclástico costero), con los que no guarda ninguna relación, ni tendencia sedimentaria, tal y como muestran la naturaleza de sus límites y la ausencia de facies mixtas (terrígeno-carbonatadas) de transición, sugiere un evento deposicional totalmente independiente y diferente de aquellos otros que dan lugar a facies carbonatadas de plataforma; dicho evento tiene lugar dentro de un contexto sedimentario concreto (bajo nivel del mar), que se desarrolla como consecuencia de una importante caída eustática.

Entre la TS y SMM de 3^{er} orden se sitúa el TST, que coincide materialmente con el TST de 4^o orden de la secuencia SD-1.1, pues es el más fosilífero (abundantes equinodermos, ostreidos y otros bivalvos), el de mayor espesor y el que muestra una tendencia de profundización más evidente, de los TST de 4^o orden identificados.

Presenta un nivel bioclástico de carácter lumaquéllico que refleja el episodio inicial de reactivación energética, y se organiza en dos grandes conjuntos de estratos (secuencias menores), presentando granoclasificación positiva y mostrando una transición de ambientes energéticos someros a ambientes más profundos de plataforma interna, donde el gradiente hidráulico es menor (por debajo del nivel de base del oleaje) y el espacio de acomodación mayor.

Por encima, sobreviene el HST de 3^{er} orden, de mayor desarrollo que el cortejo transgresivo anterior, que está formado por el HST de la SD-1.1 y por los tres conjuntos de parasecuencias restantes (SD-1.2, SD-1.3 y SD-1.4). En él, la distribución vertical de facies muestra una progresiva somerización, aunque siempre dentro de ambientes carbonatados submareales, así como una disminución de espesor de los conjuntos de parasecuencias. Todo ello resalta una tendencia regresiva, debida a una pérdida continuada del espacio de acomodación, provocada a una vez por el efecto combinado del relleno sedimentario y del descenso eustático, este último iniciado después de alcanzar el pico de máximo ascenso, representado en una superficie de referencia interna de difícil reconocimiento en estos sectores de la plataforma (SME; ver 5.2.2).

6.3.5 Secuencias Depositionales menores (5^o y 6^o orden)

Secuencias de 5^o orden

Cada uno de los conjuntos de parasecuencias carbonatadas están organizados internamente, en varias PARASECUENCIAS o SECUENCIAS DE 5^o ORDEN (Fig. 6.38), cuyos límites son superficies ferruginosas, niveles de intensa bioturbación, superficies de ralentización sedimentaria, súbitos cambios de facies, etc., coincidiendo en muchos casos con mfs y límites de secuencia mayor. Como se comentó anteriormente (ver 6.2.5), se trata de secuencias de somerización de energía creciente a techo, resultado de episodios de naturaleza eustática (ver 5.2.2), de rápida profundización y posterior relleno sedimentario, de manera que, la etapa

transgresiva inicial está contenida en la discontinuidad de base y la parasecuencia se desarrolla en un HST equivalente de 5° orden.

De forma similar a lo observado en el Sector I, se reconocen cinco parasecuencias dentro de cada conjunto carbonatado de 4° orden (Fig. 6.41 a y b). Las dos primeras se sitúan por debajo de la SMM y las tres superiores, por encima, definiendo respectivamente el TST y HST de 4° orden. El espesor medio de cada parasecuencia es de 4,5 m, mostrando una tendencia estratocreciente o decreciente en función de la posición que ocupan dentro de la secuencia mayor, es decir, en función del cortejo sedimentario al que pertenecen. Existen varias excepciones que se comentan seguidamente

Dentro del primer conjunto de parasecuencias (SD-1.0), no es posible identificar de forma fehaciente parasecuencias internas. El establecimiento de una secuencialidad de alta frecuencia en materiales terrígenos, a partir de los datos de un solo afloramiento, es un objetivo demasiado pretencioso. Al carácter aleatorio o estocástico propio de los eventos de depósito en sistemas siliciclásticos (Schwarzacher, 2000), se añade aquí el contexto sedimentario en que éstos se han creado: un episodio regresivo en el que la falta de espacio de acomodación (nivel del mar bajo) ha de generar dispositivos progradantes que añaden un factor más de aleatoriedad en los eventos de depósito. Estos efectos se superponen a aquellos otros de naturaleza cíclica, determinando la falta de regularidad sedimentaria final observada en el registro estratigráfico. Ello dificulta la obtención de un patrón de repetición del relleno sedimentario, de forma similar al que se obtiene en medios carbonatados, donde los eventos deposicionales son más homogéneos y regulares, motivo por el cual, concentran la mayoría de los estudios cicloestratigráficos.

Por otro lado, se requieren datos de varios afloramientos para correlacionar y discriminar aquellos eventos deposicionales comunes a todos ellos, de los que presentan un desarrollo más local. No obstante, a pesar de lo dicho, la presencia de una superficie ferruginosa coincidiendo con un cambio en la proporción de componentes calcáreos en el registro (cemento y

bioclastos), sugieren la existencia una interrupción sedimentaria, de manera que, la SD-1.0 podría estar organizada internamente en dos secuencias menores de 5° orden, la inferior arenisca carbonatada, de energía creciente a techo y la superior, de naturaleza arcillosa. Lo cierto es que su aceptación pasa por reconocerlas en otros afloramientos, y ello solo ha sido posible hasta ahora en la sección aquí estudiada (corte fresco de carretera con la serie subvertical), ya que en el resto de afloramientos visitados, el complejo siliciclástico aparece formando superficies planas de retranqueo en las pendientes en graderío que caracterizan las muelas cretácicas, estando generalmente cubiertos por derrubios, suelo y vegetación.

El conjunto de parasecuencias SD-1.1 está internamente organizada en cinco parasecuencias, cuyo espesor varía entre los 7,45 y 2,85 m (Fig. 6.42), denominándose sd-1.1, sd-1.2, sd-1.3, sd-1.4 y sd-1.5, respectivamente. El límite superior (sb-1.1) de la sd-1.1 se sitúa a techo del tramo 14 (Fig. 6.38) en un cambio de facies neto caliza-marga, estando ferruginizado en la sección de Hoyos del Tozo (Fig. 6.42.b); el límite superior (sb-1.2) de la sd-1.2 coincide con la mfs de 4° y SMM de 3^{er} orden de las secuencias mayores en el nivel condensado del tramo 20 (Fig. 6.38), que sirve de nivel guía de correlación local. El límite superior (sb-1.3) de la parasecuencia sd-1.3 es un cambio litológico muy neto entre las facies bioturbadas de baja energía de esta unidad y los términos tractivos calcareníticos de la base de la siguiente. El de la parasecuencia sd-1.4 es una superficie ferruginosa. Finalmente, el de la parasecuencia sd-1.5, coincide con el límite superior (SB-1.1) de la secuencia de 4° orden que la contiene (SD-1.1). Las dos parasecuencias iniciales (sd-1.1 y sd-1.2) conforman el TST del conjunto SD-1.1 (y al mismo tiempo, el TST de 3^{er} orden de la SD-1) y muestran una disposición estratocreciente, en tanto que las tres parasecuencias superiores (sd-1.3, sd-1.4 y sd-1.5) definen el correspondiente HST de la secuencia mayor, mostrando una tendencia contraria.

Dentro del conjunto de parasecuencias SD-1.2 se reconocen nuevamente cinco parasecuencias internas, que denominamos sd-

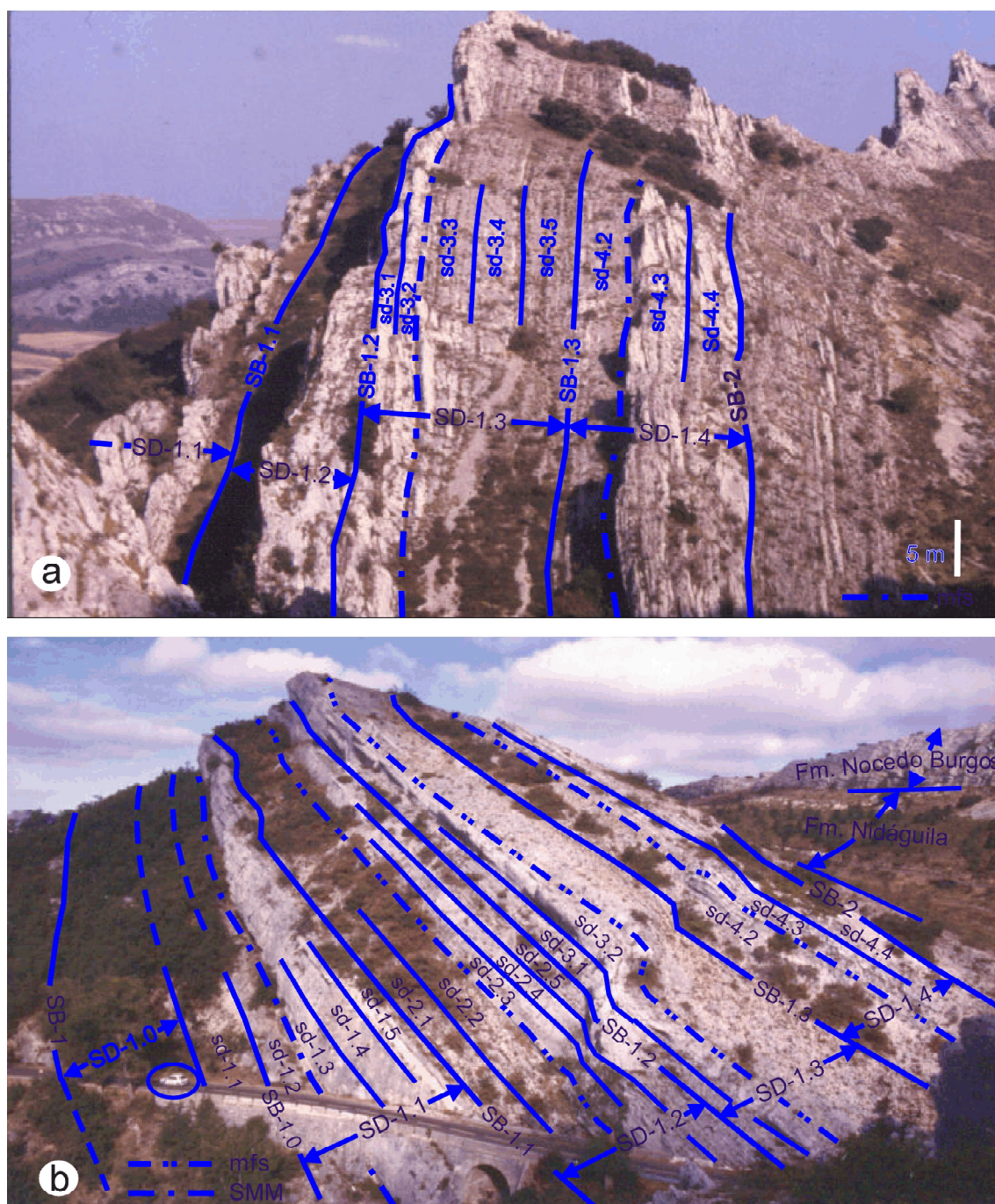


Figura 6.41. Secuencias deposicionales de 3º a 5º orden y límites de secuencia en los afloramientos de La Riba de Valdelucio (a) y Humada (b). La nomenclatura se ajusta al procedimiento del apartado 5.2.4.

2.1, sd-2.2, sd-2.3, sd-2.4 y sd-2.5: el límite superior (sb-2.1) de la parasecuencia sd-2.1, es una superficie ferruginosa y bioturbada; el de la parasecuencia sd-2.2 es una junta de margas negras; el de la parasecuencia sd-2.3 es nuevamente un cambio de facies entre facies micríticas

marcadamente nodulares y términos tractivos y tableados; el de la parasecuencia sd-2.4 es una superficie ligeramente erosiva; y el de la parasecuencia sd-2.5, coincide con el límite superior (SB-1.2) de la secuencia mayor que lo contiene. Las dos primeras parasecuencias, sd-2.1 y

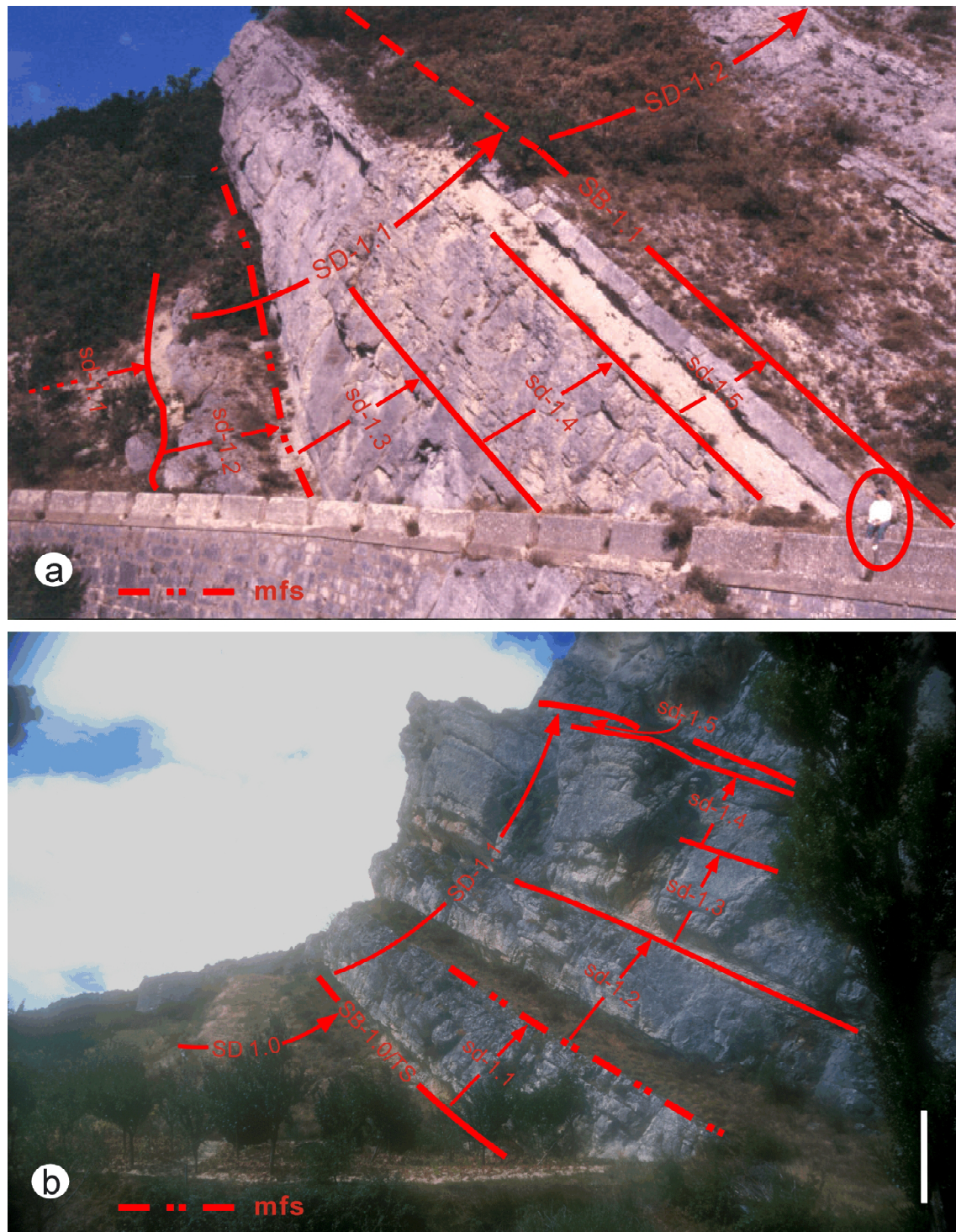


Figura 6.42. (a) Sección de Humada, mostrando las las cinco parasecuencias que integran la SD-1.1, las dos primeras están situadas por debajo de la mfs de la SD-1.1, y las tres restantes por encima; la sd-1.1 aflora en unas condiciones de exposición muy deficientes. (B) Afloramiento de Hoyos del Tozo, en la que se reconocen las cinco parasecuencias anteriores y la mfs de la SD-1.1 (nivel guía de correlación local); la barra de escala representa 5 m. La nomenclatura se ajusta al procedimiento del apartado 5.2.4.

sd-2.2, son estratocrecientes y el resto muestran una querencia contraria, con la excepción de la parasecuencia sd-2.4 en la que el carácter erosivo de la parasecuencia superior (sd-2.5) determina que su espesor sea menor que el de aquella. La existencia de esta superficie erosiva interna, unido a las dificultades para reconocer el límite superior (SB-1.2) de la SD-1.2 (ver 6.3.4) lleva de nuevo a replantearnos las dudas iniciales con respecto a la posición exacta del límite SB-1.2, ya que podría situarse en dicha superficie erosiva; esto implicaría un espesor muy elevado en la SD-1.3, así como la presencia de una parasecuencia adicional, y anormalmente reducido en la SD-1.2, inferior incluso a los valores medios que esta secuencia presenta en el sector I (ver 6.2.4), donde dicho carácter erosivo no existe; además, como se verá más adelante (Capítulo 7), el espesor global de los dos conjuntos de parasecuencias (SD-1.2 y SD-1.3) se mantiene a lo largo de los dos sectores (I y II), mostrando los límites de las parasecuencias un elevado grado de paralelismo, factores ambos que aconsejan situar el SB-1.2 en dicha superficie erosiva.

En el conjunto de parasecuencias SD-1.3 se reconocen, sin dificultad, las dos parasecuencias iniciales (sd-3.1 y sd-3.2), mientras que las parasecuencias sd-3.3, sd-3.4 y sd-3.5 están contenidas dentro de un potente conjunto carbonatado (tramo 55; Figs. 6.36 y 6.38) muy nodular, en el que no se identifican planos de estratificación interna, ni discontinuidades menores, pero cuyo espesor, 11,5 m, es conforme a la presencia de estas tres parasecuencias; efectivamente, las observaciones realizadas en la sección del flanco septentrional (La Riba) confirman su presencia (Fig. 6.41.a). El límite superior (sb-3.1) de la parasecuencia sd-3.1 es un cambio de facies neto entre términos tractivos y de baja energía, a diferencia del de la parasecuencia sd-3.2, que está contenido dentro del tramo 49 (Fig. 6.38), que se interpreta como una nueva sección condensada, coincidiendo con la mfs de 4º orden correspondiente. En la sección de La Riba de Valdelucio, este último límite (sb-3.2) marca el final de un importante resalte morfológico (Fig. 6.41.a); por lo que respecta a los restantes límites de las parasecuencias superiores en esta sección, el de la parasecuencia sd-3.3 es una superficie

ferruginosa, el de la parasecuencia sd-3.4 es un nivel micrítico nodular con abundante m.o., que define un entrante morfológico, y el de la parasecuencia sd-3.5 es un cambio de facies mayor entre términos micríticos bioturbados desarrollados sobre un pequeño *thicket* de rudistas y facies de removilización bioclástica del comienzo del siguiente episodio deposicional (SD-1.4), localizándose en la base del último escarpe morfológico.

El último conjunto de parasecuencias (SD-1.4) está formado únicamente por tres parasecuencias internas, de forma similar a lo que ocurre al sur de Burgos; el reconocimiento de la mfs de 4º orden, a techo de la primera, nos ayuda a identificar las tres parasecuencias presentes como sd-4.2, sd-4.3 y sd-4.4. La ausencia de la parasecuencia sd-4.1 se explica por acuñamiento basal (*onlap* costero) sobre los depósitos de las parasecuencias precedentes y la de la parasecuencia sd-4.5, en términos de falta de espacio de acomodación suficiente, debido a colmatación sedimentaria y al marcado carácter regresivo que muestra la etapa terminal de todo episodio de 3º orden. No obstante como ya se ha comentado, la presencia de intraclastos calcáreos en los materiales suprayacentes y el elevado régimen hidráulico que se les supone, reflejan el carácter erosivo del techo de la secuencia (SB-2), pudiendo justificar también la ausencia de la sd-4.5. El límite superior (sb-4.3) de la parasecuencia sd-4.3 es un cambio neto de facies entre términos tractivos, tableados y estratodecrecientes, y términos nodulares de mayor espesor; el de la parasecuencia sd-4.4 coincide con el límite superior (SB-2) del ciclo de 3º orden.

Del conjunto de parasecuencias descritas, la sd-1.3 y sd-1.4 destacan del resto por su gran homogeneidad interna y por ser las más potentes de la sucesión. Representan episodios de la plataforma donde los medios sedimentarios han sido estables y los procesos sedimentarios más continuos, acomodándose gradualmente a los cambios en las condiciones hidrodinámicas provocados por el progresivo relleno del espacio de acomodación. Ello genera un registro también continuo, sin planos de estratificación ni interrupciones sedimentarias significativas. Tan solo, el incremento gradual del tamaño de los

bioclastos, de las estructuras sedimentarias y de la abundancia de estructuras biogénicas son rasgos distintivos de una somerización creciente a techo. En medios de plataforma interna, estas condiciones deposicionales son más propicias bajo un contexto de nivel del mar alto, como el que reflejan las dos parasecuencias anteriores, situadas inmediatamente por encima de la SMM de 3° y mfs de 4° orden, produciéndose la amalgamación de estratos y secuencias menores (Goldhammer *et al.*, 1990; García *et al.*, 1996c). En estas situaciones, el espacio de acomodación es muy elevado y los medios sedimentarios se estabilizan (no progradan, ni retrogradan). El resto de parasecuencias reflejan una sedimentación más episódica o discontinua; están formadas por estratos y conjuntos de estratos, pudiendo reconocerse un rango mayor de secuencias internas.

Secuencias de 6° orden

Constituyen conjuntos de estratos menores dentro de las parasecuencias que presentan una pauta de repetición cíclica en cada una de ellas, estableciéndose una relación 1:2, es decir, 2 secuencias de 6° orden dentro de cada parasecuencia (Fig. 6.43). Corresponden igualmente a secuencias de somerización de energía creciente a techo, tipo marga-caliza o micritacalcarenita. En ocasiones, no se observa tendencia alguna, y se diferencian por rupturas menores (superficie ferruginosa, nivel de intensa bioturbación, etc.). En otras ocasiones, no se reconocen siquiera esas rupturas menores, ya sea por razones sedimentológicas como las comentadas en párrafos anteriores, ya sea porque las condiciones de exposición empeoran localmente a lo largo de un mismo afloramiento. No obstante, el hecho de que no se reconozcan localmente (Ej. sd 1.3, sd-1.4), no implica que no existan, tan sólo, que no somos capaces de identificarlas utilizando los criterios de reconocimiento habituales en campo.

El resultado es que las secuencias de 6° orden identificadas se distribuyen desigualmente a lo largo de la sucesión. Sin considerar la

parasecuencia sd-1.1, que no aflora en las secciones de Humada y la Riba de Valdelucio, se reconocen secuencias de 6° orden dentro de las parasecuencias sd-1.1, sd-1.2, sd-1.5, sd-2.1, sd-2.2, sd-2.3, sd-2.4, sd-2.5, sd-4.2, sd-4.3 y sd-4.4; no habiéndose identificado en las parasecuencias restantes. Si analizamos esta distribución, fácilmente se observa que la falta de reconocimiento de secuencias de 6° orden dentro de la secuencia SD-1.3 se debe a unas malas condiciones de exposición; sin embargo, su aparente ausencia en la sd-1.3 y sd-1.4 debe obedecer a un proceso o variable sedimentaria que condiciona su posible reconocimiento.

Centrándonos en el conjunto de parasecuencias SD-1.1, se identifican secuencias menores de 6° orden en las dos parasecuencias iniciales⁸ y en la última (sd-1.1, sd-1.2 y sd-1.5), faltando en las dos parasecuencias centrales (sd-1.3 y sd-1.4) que, como se dijo anteriormente, reflejan procesos de amalgamación (Goldhammer *et al.*, *op. cit.*; García *et al.*, *op. cit.*) en los episodios más marinos y homogéneos de las secuencias de 4° orden. Durante estos episodios, la sedimentación es un proceso continuo y los eventos deposicionales menores, incluidos los de 6° orden, se suceden y registran sin que entre ellos llegue a mediar interrupción alguna.

Las malas condiciones de afloramiento a lo largo de la secuencia SD-1.3 nos impiden reconocer secuencias de 6° orden dentro de las dos parasecuencias basales (sd-3.1, sd-3.2). Por encima, el carácter nodular del siguiente tramo dificulta cualquier tipo de precisión, ya que ni siquiera permite reconocer las tres parasecuencias superiores. No obstante, en el flanco septentrional (La Riba) se llegan a identificar secuencias de 6° orden en las dos últimas parasecuencias (sd-3.4 y sd-3.5), faltando en la sd-3.3. Finalmente, en la secuencia SD-1.4, se reconocen secuencias de 6° orden dentro de sus tres parasecuencias (sd-4.2, sd-4.3 y sd-4.4).

En síntesis, se puede afirmar que, sin considerar los tramos con mala exposición o cubiertos, la falta de reconocimiento de secuencias de

⁸ La secuencia sd-1.2.2 coincide con el nivel de condensación sedimentaria que señala la SMM de la SD-1 y la mfs de la SD-1.1; tramo 20, Fig. 6.38.



Figura 6.43. Secuencias deposicionales de 5º y 6º orden en el límite de secuencias SD-1.2 y SD-1.3 en la sección de Humada. La nomenclatura se ajusta al procedimiento del apartado 5.2.4.

6º orden en parte del registro sedimentario puede relacionarse con procesos de amalgamación durante los episodios de alto nivel del mar inmediatamente posteriores a los picos de máxima tasa de ascenso eustático (SMM) de 3º orden. Estos procesos pueden repetirse asociados a mfs's de 4º orden, al menos en aquellas situadas dentro del HST de 3º orden⁹, si bien la intensidad de los mismos disminuye hacia la parte superior de aquél, donde el carácter regresivo que marca el final del ciclo mayor, impone una sedimentación episódica. Así, la amalgamación de secuencias de 6º orden afecta a dos parasecuencias de la SD-1.1 (sd-1.3 y sd-1.4), a ninguna de la SD-1.2, a una parasecuencia de la SD-1.3 (sd-3.3) y a ninguna de la SD-1.4.

Finalmente, si nos fijamos en algunas de estas secuencias de 6º orden, preferiblemente las próximas al límite superior del ciclo de 4º orden (sd-1.5 y sd-2.5) o al del ciclo de 3º orden (SD-1.4), se observa una secuencialidad de orden menor antes de llegar al nivel de estrato elemental. Nuevamente está representada por

secuencias de somerización marga-caliza o micrita-calcarenita, y su número y espesor dentro de las secuencias de 6º orden son muy variables.

6.3.6 Síntesis y discusión

El Turoniense Superior está definido por los términos finales de la Fm. Revilla de Pomar, de carácter predominantemente terrígeno, y por la Fm. Villaescusa de las Torres, que es cambio lateral de facies de la Fm. Muñecas. A techo está limitada por la Fm. Nidáguila (Coniaciense) de naturaleza margosa muy fosilífera. La edad de estos materiales, Turoniense Superior-Coniaciense inferior, ha sido establecida por Floquet (1991) en base a la fauna de rudistas y a los escasos ammonites hallados. La sucesión estudiada refleja dominios distales de una plataforma carbonatada interna.

Dentro de la sucesión descrita, se reconoce una secuencia deposicional de 3º orden (SD-1), cuyo límite inferior es una discontinuidad

⁹ se carece de datos para valorar en las SMM de 4º orden dentro de un TST de 3º orden.

estratigráfica, resultado de un importante descenso eustático que provoca la presencia de depósitos terrígenos costeros en el interior de la cuenca. Su límite superior es una discontinuidad relacionada con un descenso menor del nivel del mar que no produce, en este punto, la emersión de la plataforma, y que es rápidamente seguido por facies de alta energía de plataforma externa, resultado de un nuevo episodio transgresivo. Ello no impide, sin embargo, reconocer su naturaleza erosiva, como apunta la presencia de intraclastos carbonatados en los materiales suprayacentes y el elevado régimen hidráulico que éstos reflejan.

Internamente está organizada en cinco conjuntos de parasecuencias (SD-1.0, SD-1.1, SD-1.2, SD-1.3 y SD-1.4), separadas por discontinuidades menores. La primera es de naturaleza terrígena y las cuatro restantes, carbonatadas y de tendencia transgresivo-regresiva, mostrando sus cortejos sedimentarios y mfs de 4º orden, así como una disminución progresiva de espesor hacia techo.

De un modo similar, la secuencia de 3º orden muestra sus cortejos sedimentarios: la TS se localiza en el contacto entre el 1º y 2º conjuntos de parasecuencias, definiendo una SMW de naturaleza terrígena en la figura de el primer de ellos (SD-1.0), propio de un contexto de nivel del mar bajo; la SMM coincide con la mfs de la SD-1.1, delimitando un TST de 3º orden que coincide igualmente con el TST de 4º orden de dicho conjunto (SD-1.1). Por encima, el HST está definido por el resto de la SD-1.1 (HST) y por los tres conjuntos de parasecuencias restantes (SD-1.2, SD-1.3 y SD-1.4).

En estos dominios de la Cuenca Ibérica, la presencia de cuñas terrígenas costeras entre carbonatos de plataforma puede ser interpretado de forma alternativa, como resultado de episodios de regresión forzada en la etapa final de un ciclo de 3º orden, definiendo un cortejo sedimentario diferente (*Forced Regressive System Tract*, FRST; ver 5.2.1) situado por encima del HST. Esta interpretación no supone grandes diferencias con la propuesta en este trabajo, ya que sin entrar en la discusión de si hay o no criterios suficientes para diferenciar ambos cortejos (SMW, FRST) en series antiguas (Catuneanu *et al.*, 1998), lo verdaderamente importante es

su significado en la evolución sedimentaria de la plataforma. En ambos casos se trata de episodios regresivos asociados a una importante caída eustática, la misma para ambos; el que se encuentren por encima o por debajo del límite de secuencia es una cuestión, sin duda, importante, pero que depende de la diferente interpretación que los autores hacen de las discontinuidades, especialmente cuando no se tiene un control completo de la plataforma. En nuestro caso, es interpretado como el SMW del episodio deposicional de 3º orden estudiado (SD-1), en base a la ruptura sedimentaria (cambio brusco de facies carbonatadas submareales de plataforma interna a facies terrígenas costeras) y a los procesos de recristalización, ferruginización, litificación y bioperforación asociados al límite inferior SB-1; a techo (SB-1.0), la presencia de una Superficie de Inundación Marina Mayor, da paso al cortejo transgresivo.

En cualquier caso, lo novedoso en el presente trabajo, es el reconocimiento, por primera vez, de uno de estos cortejos de bajo nivel del mar en esta parte del registro sedimentario. Ello da lugar a una reorganización de los límites de las secuencias deposicionales de 3º orden y discute los modelos secuenciales establecidos con anterioridad para estos dominios septentrionales de la Cordillera Ibérica (Alonso *et al.*, 1993, Gräfe, 1994, Floquet, 1998).

La existencia del SMW y su localización en posiciones distales de la plataforma (septentrionales), da idea de la importancia de la discontinuidad y de la magnitud de la caída eustática asociada a la base de la secuencia deposicional de 3º orden SD-1, propia de constituir al mismo tiempo el límite de un ciclo de 2º orden transgresivo-regresivo; representan lo últimos depósitos de ambientes siliciclásticos costeros, ya que por encima una importante retrogradación de los cinturones de facies, que da comienzo en la SD-1 y alcanza su máximo en el siguiente episodio deposicional (DS-8; Floquet, 1998), instaura medios carbonatados de plataforma interna y externa (facies con ammonites de la Fm. Nidáguila), que se perpetúan hasta el Santoniense Superior no terminal.

Los conjuntos de parasecuencias carbonatadas están organizadas internamente en

cinco parasecuencias, excepto en la SD-1.4, en la que faltan la primera y última parasecuencias (sd-4.1 y sd-4.5), interpretándose en términos de falta de espacio de acomodación suficiente en esta área de la plataforma, propia de los estados finales (regresivos) de todo ciclo de 3^{er} orden. No obstante, la ausencia de la sd-4.5 también podría explicarse por procesos erosivos, que caracterizarían la base del siguiente ciclo deposicional.

Las parasecuencias son secuencias de somerización, de energía creciente a techo. Dentro de ellas, se pueden llegar a reconocer dos secuencias internas de menor rango (6° orden), igualmente de somerización. La identificación de este último rango de secuencias ya no es uniforme en toda la sucesión estratigráfica, si bien su falta de reconocimiento no implica que dichos eventos deposicionales no existiesen, sino que no quedaron materializados a modo de secuencias deposicionales en parte del registro estratigráfico.

Dejando fuera de consideración las condiciones de exposición de los materiales a lo largo del afloramiento, el reconocimiento o no de secuencias de 6° orden depende del contexto sedimentario mayor en el que tienen lugar dichos eventos deposicionales. Estas son fácilmente identificables en los TST de 3° y 4° orden, así como en las parasecuencias de los HST de los conjuntos de parasecuencias; no son identificables en la base de los HST de 3^{er} orden y de los HST de 4° orden más próximos al anterior. En estos contextos sedimentarios de nivel del mar alto, la sedimentación tiende a ser un proceso continuo y tiene lugar la amalgamación de estratos y de secuencias de depósito. A medida que nos alejamos de la SMM de 3^{er} orden, las fluctuaciones menores del nivel del mar se reflejan mejor y los procesos sedimentarios son más episódicos, de manera que, las secuencias de 6° orden ya son identificables en todas las parasecuencias del HST de 4° orden (Ej. SD-1.4).

A pesar de lo anterior, los límites de 5° y 6° orden son aquí más difíciles de reconocer que en otros sectores de la plataforma estudiada, debido al carácter más distal, y por tanto más

profundo, del dominio paleogeográfico en el que nos encontramos, que le hace ser menos sensible a las oscilaciones menores del nivel del mar.

Para un análisis secuencial de superficie, los conjuntos de parasecuencias representan las unidades de referencia en campo, pues permiten reconocer directamente superficies estratigráficas de referencia y cortejos sedimentarios internos a escala de afloramiento. Por su parte, las parasecuencias son las unidades secuenciales básicas para la correlación entre los diferentes afloramientos, ya que son las unidades de menor rango que presentan un registro continuo a lo largo de las secciones analizadas. Las secuencias de 6° orden permiten reconocer la organización interna de las parasecuencias (pares de conjuntos de estratos); sin embargo están desigualmente repartidas a lo largo de la sucesión sedimentaria, con tramos en los que no se reconocen, por lo que no son válidas para establecer correlaciones regionales.

Dentro de las secuencias de 6° orden, se reconoce una secuencialidad de rango menor, sin llegar aún al nivel de estrato elemental. Requieren un análisis estratigráfico más preciso, fijando el cuerpo de estudio en aquellas secuencias de 6° orden, en las que aparecen a lo largo de diferentes afloramientos.

Así mismo, se observa una relación entre la distribución vertical de rudistas en la sucesión analizada y los diferentes contextos eustáticos establecidos. Los rudistas se desarrollan en zonas circalitorales de plataforma, aprovechándose de los abundantes nutrientes existentes en estos medios, bajo una lámina de agua constante y, en ocasiones, importante (Cestari & Sartorio, 1995). Estos condicionantes paleoecológicos se alcanzan cuando el nivel del mar es alto; cuando el nivel del mar cae, las comunidades de rudistas progradan solidariamente con los medios sedimentarios hacia el interior de la cuenca, pudiéndose desarrollar en áreas más externas de la plataforma. Así se explica que reconozcamos "*thickets*" de rudistas en los HST de las SD-1.2, SD-1.3 y SD-1.4, dentro de un contexto de alto nivel del mar alto (HST de 3^{er} orden), y no aparezcan en otros cortejos sedimentarios (TST's 4° orden, SMW y TST de 3^{er} orden).

6.4 SECTOR III: Borde Norte del Sistema Central

En la provincia de Segovia, los depósitos mesozoicos presentan una extensión muy desigual; mientras que el Triásico (facies Buntsandstein) y Jurásico (Lías) quedan relegados a los afloramientos de la Sierra de Pradales (N de la provincia), el Cretácico aflora de manera más extensa (Fig. 6.44), básicamente de tres formas diferentes: a) una banda continua de afloramientos, de dirección NE-SO, que jalona el borde septentrional del Sistema Central desde las proximidades de Villacastín (SO) hasta la región de Prádena-Tejadilla (NE), separando los materiales hercínicos de la sierra y los depósitos terciarios de la Cuenca del Duero; b) banda discontinua de afloramientos más reducidos, paralela a la anterior, situada en posiciones más internas de la Cuenca del Duero (NO); y c) macizos carbonatados más o menos extensos y potentes, situados al N de los anteriores, como los de la región de Sepúlveda – Sierra de Pradales y los de Montejo de la Vega - Embalse de Linares.

Todos estos afloramientos se encuentran afectados por una tectónica alpina, mediante un sistema de pliegues, fallas inversas y cabalgamientos de dirección N60°E y vergencia principal hacia la Cuenca del Duero (NO), que se manifiestan de forma diferente en unas áreas y otras. Así, en las inmediaciones de la Sierra de Guadarrama, predominan fallas inversas y pequeños cabalgamientos frente a las estructuras de plegamiento, superponiendo los materiales paleozoicos sobre un Cretácico pseudohorizontal, o que en todo caso, define pliegues sinclinales muy laxos, limitados por superficies de cabalgamiento y retrocabalgamiento (de vergencia al SE). Por el contrario, en los macizos carbonatados de la región de Sepúlveda – Sierra de Pradales predomina una tectónica de plegamiento suave, con un sistema de pliegues anticlinales y sinclinales de dirección NE-SO, concordante con el resto de estructuras alpinas¹⁰. A pesar de ello, también se reconocen pequeños despegues (fallas inversas de alto ángulo) asociados a pliegues apretados, como el anticlinal “en rodilla” de Sepúlveda o el del Embalse de Burgomillado. A

¹⁰ el incremento de espesor de la serie cretácica favorece la tectónica de plegamiento, en perjuicio de la fracturación.

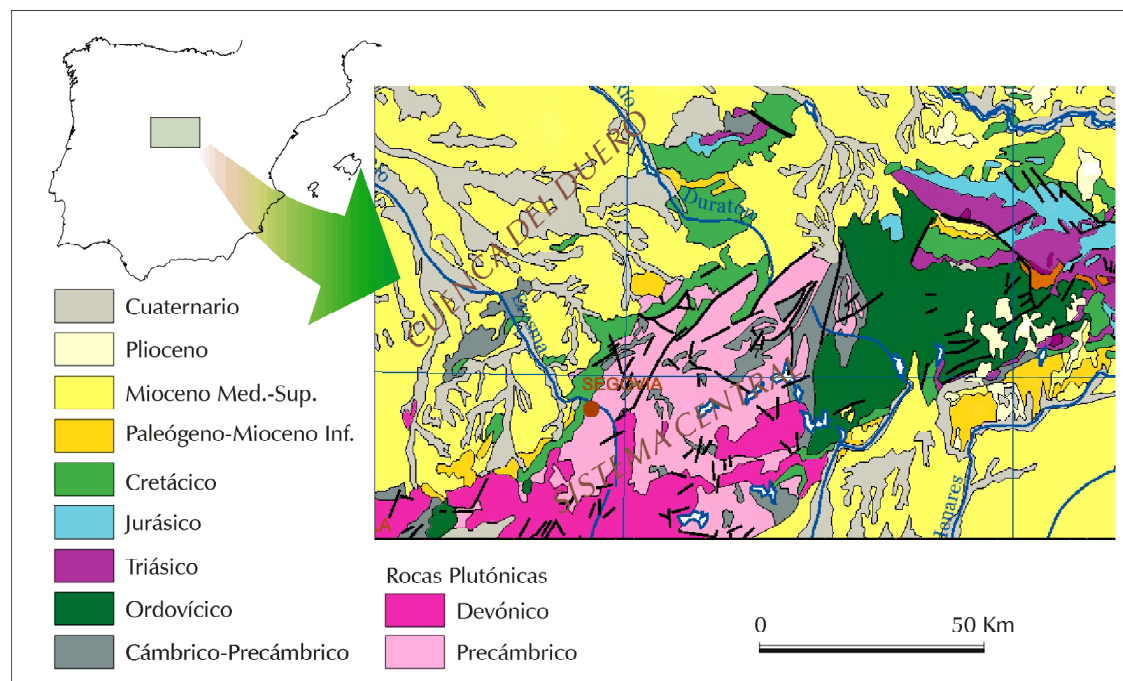


Figura 6.44. Esquema geológico del Sistema Central. El Sector III está definido por los afloramientos cretácicos situados en el margen septentrional (Provincia de Segovia). Modificado a partir de la síntesis del Mapa Geológico de España a escala 1:2.000.000 (González, 2001).

gran escala, esta tectónica de acortamiento cortical es la responsable del rejuvenecimiento del relieve del Sistema Central, mediante un apilamiento de sucesivas escamas cabalgantes vergentes hacia el N (Warburton y Álvarez, 1989), con superficies de retrocabalgamiento asociadas de vergencia contraria, definiendo una estructura de “pop-up” crustal (De Vicente *et al.*, 1992).

Morfológicamente, definen cuestas y “muelas” características de las sucesiones cretácicas en la Cordillera Ibérica, en unos casos desarrolladas sobre los flancos de pliegues de amplio radio (generalmente anticlinales), y en otros, sobre sucesiones horizontales o pliegues sinclinales que originan relieves invertidos. En general, se encuentran en continuidad morfológica con los depósitos terciarios de la Cuenca del Duero, destacando únicamente algunos encajamientos fluviales y entre ellos, el del río Duratón sobre el Macizo carbonatado de Sepúlveda.

En este sector, la sucesión del Cretácico presenta un carácter mixto, terrígeno-carbonatado, en la cual, como se comenta más adelante, los materiales del Turoniense Superior ocupan una posición crítica, al marcar en las áreas central y septentrional, el tránsito de un tipo a otro de facies (Fig. 6.45). Por ello, se han estudiado todos los afloramientos cretácicos aludidos anteriormente, levantado 32 secciones estratigráficas (Fig. 6.46):

1. Valdevacas de Montejo
(UTM: 447.195; 4.598.147)
2. Moral de Hornuez
(UTM: 447.409; 4.589.905)
3. Navares de las Cuevas
(UTM: 436.956; 4.586.258)
4. Castroserracín
(UTM: 432.806; 4.582.208)
5. Castrojimeno
(UTM: 430.031; 4.583.883)
6. Castro de Fuentidueña
(UTM: 428.381; 4.586.608)
7. Tejares
(UTM: 423.700; 4.585.900)
8. Fuentidueña
(UTM: 419.156; 4.588.383)
9. Uruñeas
(UTM: 435.256; 4.577.683)

10. Sepúlveda
(UTM: 436.131; 4.572.408)
11. Lastras de Cuellar
(UTM: 409.732; 4.575.469)
12. Tejadilla
(UTM: 442.506; 4.560.558)
13. Prádena
(UTM: 442.456; 4.555.208)
14. Arcones
(UTM: 437.356; 4.552.033)
15. Matabuena
(UTM: 435.731; 4.549.208)
16. Gallegos
(UTM: 433.631; 4.548.433)
17. Val de San Pedro
(UTM: 428.231; 4.548.433)
18. Requijada
(UTM: 427.756; 4.552.483)
19. El Arenal
(UTM: 434.631; 4.558.208)
20. Pajares de Pedraza
(UTM: 428.606; 4.557.933)
21. Arevalillo de Cega
(UTM: 425.606; 4.557.258)
22. Guijar
(UTM: 422.931; 4.555.033)
23. Caballar
(UTM: 419.056; 4.552.308)
24. Torreiglesias
(UTM: 414.631; 4.549.808)
25. Peñarrubia de Pirón
(UTM: 408.556; 4.550.483)
26. Adrada de Pirón
(UTM: 411.506; 4.545.208)
27. Carbonero El Mayor
(UTM: 393.006; 4.552.283)
28. La Higuera I
(UTM: 408.831; 4.542.258)
29. La Higuera II
(UTM: 409.081; 4.540.783)
30. Segovia
(UTM: 407.506; 4.535.858)
31. Hontoria
(UTM: 404.231; 4.528.983)
32. Ituero y Lama
(UTM: 384.356; 4.517.058)

Varias de estas secciones han sido estudiadas previamente en trabajos de cartografía MAGNA (Díaz de Neira *et al.*, en prensa) y en otros más específicos, como el de Alonso (1981), quien en el marco de su tesis doctoral elaboró el

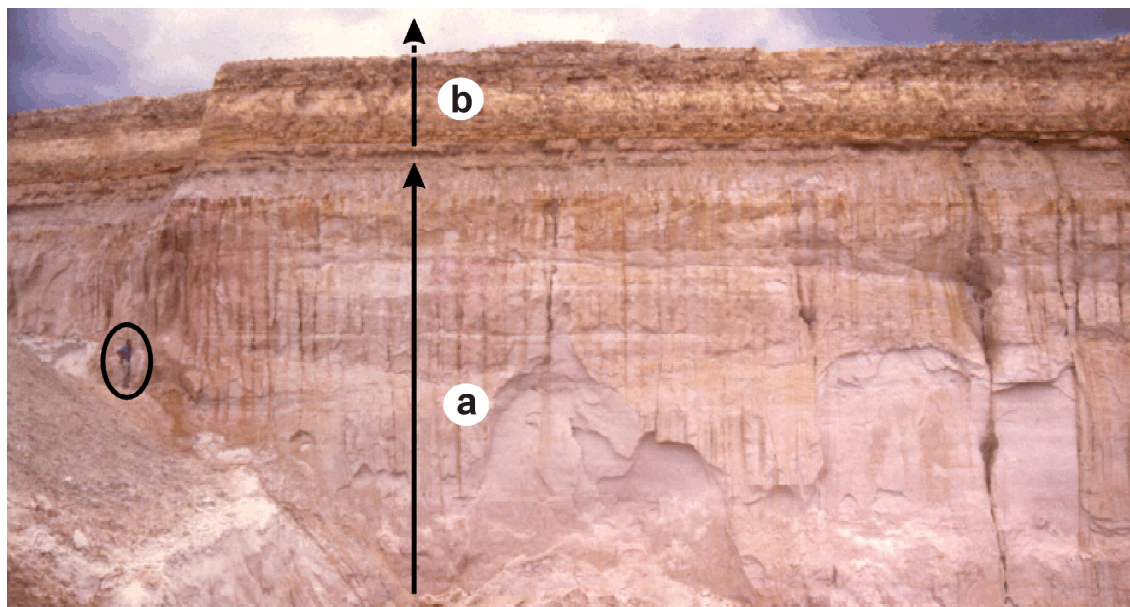


Figura 6.45. Aspecto general de la sucesión estudiada en el dominio central de la región de Segovia (Cantera de Arcones): a) Fm. Arenas y arcillas de Segovia; b) Fm. Dolomías tableadas de Caballar.

estudio estratigráfico y sedimentológico del Cretácico del borde Norte del Sistema Central más completo realizado hasta la actualidad, en el que estableció el primer cuadro litoestratigráfico de los depósitos cretácicos, y reconstruyó su arquitectura estratigráfica.

Aparte de su naturaleza mixta, el Turoniense Superior muestra en este sector una arquitectura deposicional en cuña característica de todo margen de cuenca, con una pérdida gradual de espesor hacia el SO; en este caso, se trata de un borde de cuenca (Macizo Hespérico) que aporta sedimentos terrígenos, caracterizando los sistemas deposicionales costeros. Desde un punto de vista litoestratigráfico, el Turoniense Superior forma parte de varias unidades diferentes, cuyos límites no tienen porqué coincidir con los de la secuencia deposicional estudiada. Los términos terrígenos inferiores pertenecen a la Fm. Arenas y arcillas de Segovia, representando prácticamente la totalidad de esta unidad en la región nororiental (Secciones de Moral de Hornuez-Castroserracín); hacia el SO, su espesor se reduce progresivamente, pasando a constituir los metros finales de dicho litosoma. Por otra parte, las facies carbonatadas, que conservan aún el carácter tableado y rítmico característico en otros sectores de la Cordillera Ibérica,

corresponden a la Fm. Muñecas (en el sentido de Floquet *et al.*, 1982) en el dominio nororiental o bien, a la base de la Fm. Caballar en el dominio central (Fig. 6.45).

La ausencia de datos cronoestratigráficos precisos para el intervalo estudiado y, debido a ello, la necesidad de buscar marcadores estratigráficos de referencia en el resto de la sucesión (niveles carbonatados dentro de la serie terrígena, horizontes fosilíferos dentro del intervalo carbonatado), ha condicionado la amplitud del intervalo estratigráfico estudiado en las secciones. En general, el espesor de las mismas se ha incrementado hacia el SO a medida que la sucesión se vuelve más siliciclástica, aumentando en unos casos por la base hasta alcanzar el basamento hercínico (Ej. El Arenal, Val de San Pedro, La Higuera y Segovia) y por el techo, en otros, reconociendo litosomas más modernos (Ej. Caballar, Pajares de Pedraza, Carbonero e Ituerto y Lama). Así mismo, se ha constatado la repetición vertical de facies terrígenas y carbonatadas a lo largo del registro sedimentario, comprobándose en algún caso durante la fase de correlación que la sucesión reconocida en campo se sitúa estratigráficamente por encima de los materiales del Turoniense Superior (sección de Adrada de Pirón). Esta confusión inicial se debe a la similitud de facies en ambos casos

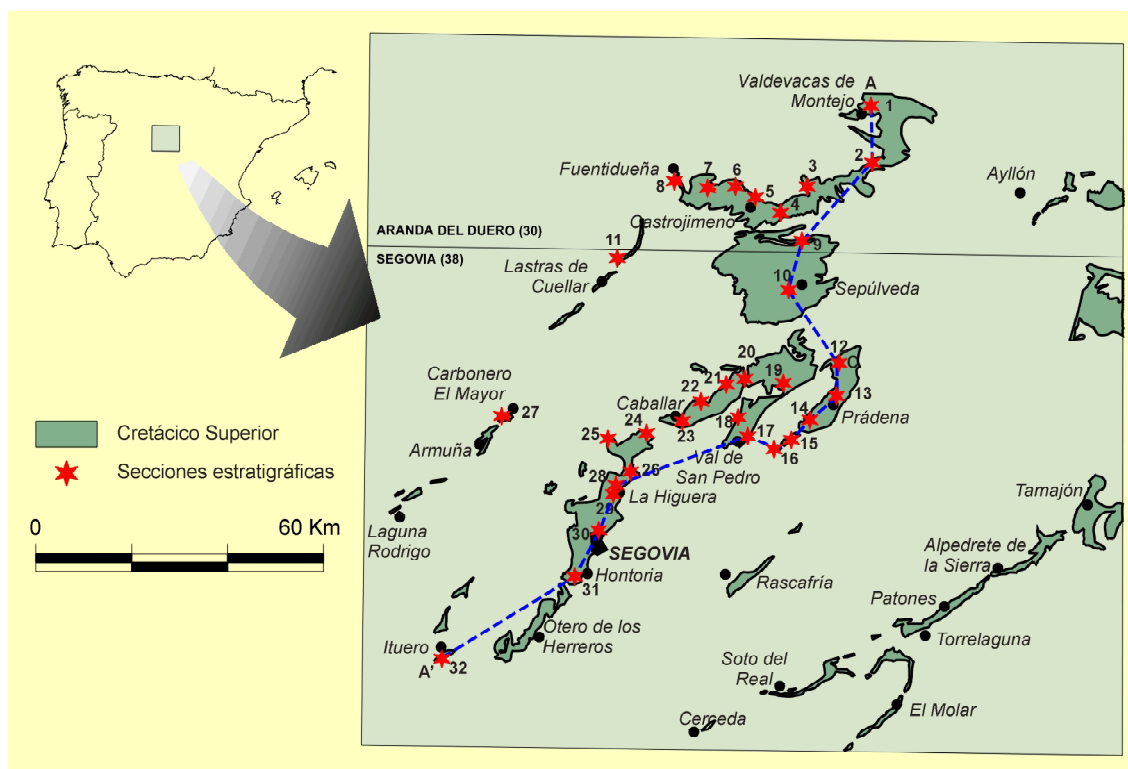


Figura 6.46. Localización de las secciones estratigráficas y de las líneas de correlación en los afloramientos cretácicos del borde Norte del Sistema Central (Sector III). A-A', B-B', C-C' y D-D' perfiles estratigráficos; 1) Valdevacas de Montejo; 2) Moral de Hornuez; 3) Navares de las Cuevas; 4) Castroserracín; 5) Castrojimeno; 6) Castro de Fuentidueña; 7) Tejares; 8) Fuentidueña; 9) Uruñás; 10) Sepúlveda; 11) Lastras de Cuellar; 12) Tejadilla; 13) Prádena; 14) Arcones; 15) Matabuena; 16) Gallegos; 17) Val de San Pedro; 18) Requiñada; 19) El Arenal; 20) Pajares de Pedraza; 21) Arevalillo de Cega; 22) Guijar; 23) Caballar; 24) Torreiglesias; 25) Peñarrubia de Pirón; 26) Adrada de Pirón; 27) Carbonero El Mayor; 28) La Higuera I; 29) La Higuera II; 30) Segovia; 31) Hontoria; 32) Ituerto y Lama.

(arenas blancas, limos versicolores y dolomías rojas), especialmente cuando no se disfruta de afloramientos con un registro estratigráfico continuo.

6.4.1 Sucesión estratigráfica

Dado el carácter marginal que paleogeográficamente representa la región de Segovia (Sector III) dentro del Surco Ibérico, se pueden establecer dos sucesiones estratigráficas tipo para el Turoniense Superior: la primera, más externa o distal (marina), es válida para los afloramientos nororientales de Montejo de la Vega-Valdevacas-Embalse de Linares; y la segunda,

más somera o proximal, es de naturaleza fundamentalmente siliciclástica, siendo extensible al resto del área. Ambas sucesiones están separadas de forma brusca por la prolongación hacia el norte de un notable accidente tectónico (*La Falla de Somolinos-Grado del Pico*) que jugó un papel activo importante en la configuración del Surco Ibérico durante varias fases del Mesozoico¹¹.

En el extremo nororiental del presente sector, el Turoniense Superior tiene naturaleza predominantemente carbonatada, con tramos sin dolomitizar y varias intercalaciones de cuerpos arenosos. Se puede tomar como sucesión tipo la que se reconoce en la sección de Valdevacas de Montejo (Fig. 6.47.a).

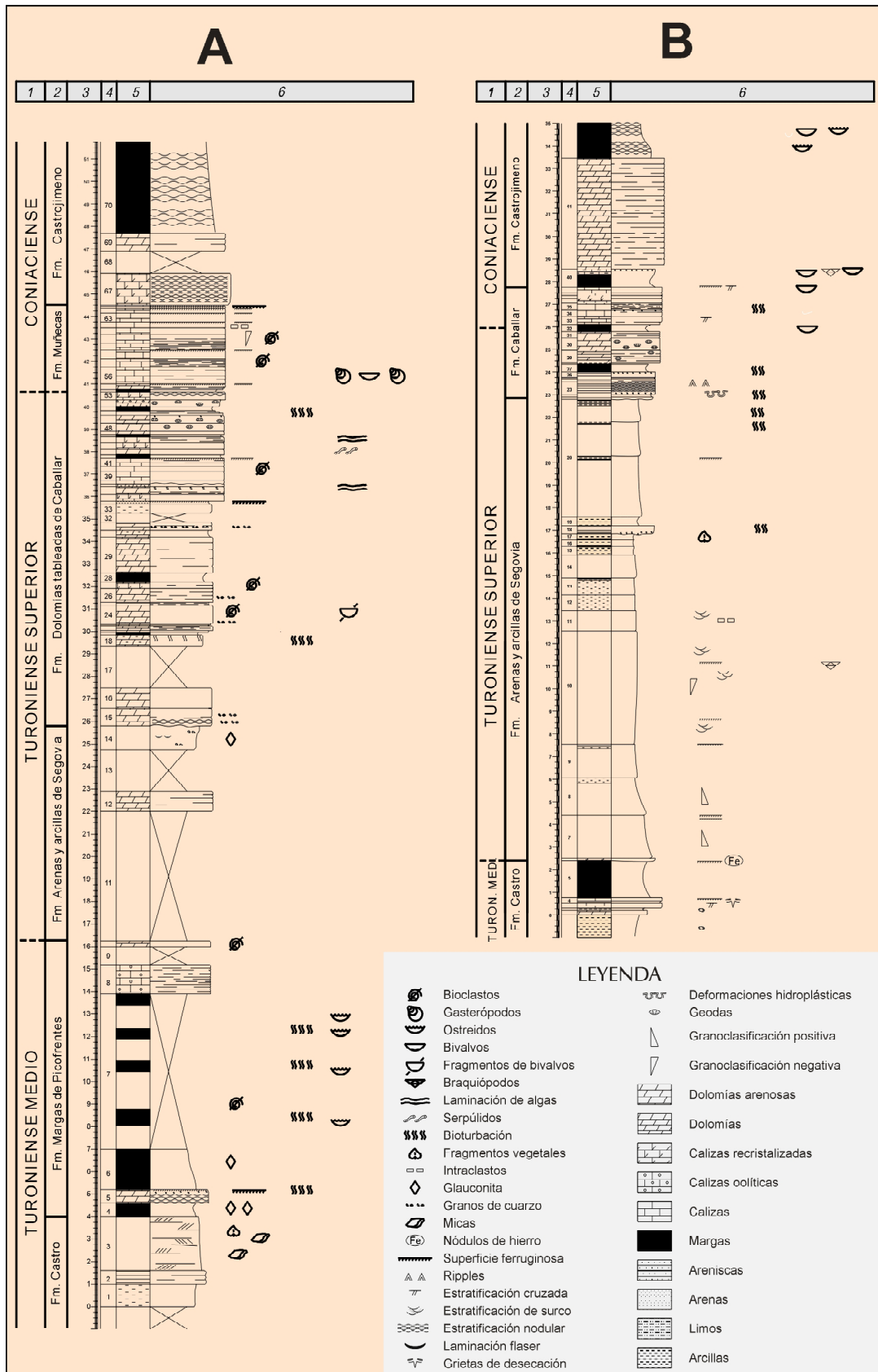
¹¹ controlando la extensión de los depósitos jurásicos en la Muela de Cercadillo (Gu); Segura (1982).

Aquí, la sucesión da comienzo sobre un tramo cubierto con un conjunto inicial de limos arenosos, areniscas dolomíticas y arenas ocre micáceas dispuestas en *sets* planoparalelos con estratificación cruzada planar interna y abundantes restos vegetales (tramos 1 a 3; Fig. 6.47.a), que dan paso a un nivel de margas glauconíticas y a un banco de dolomías nodulares bioturbadas y ferruginizadas a techo, señalando una primera gran interrupción sedimentaria (tramos 4 y 5; Fig. 6.47.a). A continuación, se observa un conjunto blando semicubierto, compuesto por margas ocre y grises, ricas en glauconita en la base, con abundantes fragmentos fósiles y estructuras biogénicas de bioturbación (tramos 6 y 7; Fig. 6.47.a), que dan paso a un resalte formado por calizas oolíticas con texturas *grainstone* y dolomías bioclásticas rojas (tramos 8 a 10; Fig. 6.47.a), definiendo un cambio litológico importante con los materiales superiores. Por encima, aflora un conjunto blando semicubierto de naturaleza principalmente arenosa con nueve metros de espesor total (tramos 11 a 14; Fig. 6.47.a), con un banco intercalado en la mitad superior de dolomías rojas lajosas-nodulares; a continuación, aflora un conjunto de dolomías arenosas rojas y amarillas en bancos de tamaño medio (tramos 15 y 16; Fig. 6.47.a), el inferior con huellas de carga en la base; es seguido por un nuevo tramo cubierto (17; Fig. 6.47.a) que da paso a una sucesión de dolomías rojas en bancos de pequeño espesor bien definidos (tramos 18 a 30; Fig. 6.47.a), que alternan con niveles de margas y areniscas dolomíticas e incluye horizontes de bioturbación con tubos ferruginizados, así como otros bioclásticos de acumulación de fragmentos de ostreidos y otros bivalvos. A techo, una ruptura sedimentaria da paso a un pequeño conjunto de naturaleza siliciclástica (tramos 31 a 34; Fig. 6.47.a) compuesto en su base por un nivel de acumulación de intraclastos procedentes de la removilización de tramos precedentes y, después de un tramo blando cubierto, por limos arenosos y arcillas lajosas ferruginizadas a techo. Un cambio de facies neto da paso a una sucesión carbonatada y tableada (tramos 35 a 51; Fig. 6.47.a), compuesta por calizas recrystalizadas, tractivas, oolíticas y bioclásticas y por dolomías rojas oquerosas y ferruginizadas a techo, que presentan intercalaciones margosas; este conjunto finaliza en una brecha dolomítica roja resaltada por pro-

cesos de carstificación (tramos 52 y 53; Fig. 6.47.a), dando paso a un conjunto carbonatado homogéneamente estratificado (tramos 54 a 66; Fig. 6.47.a), constituido por calizas tractivas y bioclásticas rojas en bancos finamente tableados, bioperforados y ferruginizados a techo, destacando la superficie ferruginosa del último de ellos, que define una importante ruptura sedimentaria. Por encima, un nuevo cambio litológico da paso a una homogénea sucesión de calizas micríticas y margas blancas nodulares muy fosilíferas (tramos 67 a 70; Fig. 6.47.a).

Atendiendo al cuadro de organización litoestratigráfica de Floquet *et al.* (1982), la sucesión descrita está compuesta por varias unidades diferentes: en la parte inferior, los conjuntos iniciales, de naturaleza limo-arenosa en la base y margo-calcárea (con glauconita y fósiles) en el resto (Fig. 6.47.a), corresponden respectivamente a las *Fms. Arenas y Arcillas de Castro de Fuentidueña* (Mb. *Castro de Fuentidueña* de la *Fm. Moral de Hornuez*; Alonso, 1981) y *Margas de Picofrentes* (Mb. *Calizas y Margas de Carabias* de la *Fm. Moral de Hornuez*; Alonso, 1981), en cambio lateral de facies; el cuerpo de arenas intermedio que presenta un banco de dolomías intercalado es asimilable a la *Fm. Arenas y Arcillas de Segovia*. Por encima, se distinguen tres conjuntos de naturaleza carbonatada: el inferior, compuesto por calizas recrystalizadas y dolomías rojas; el intermedio formado por calizas tableadas tractivas y bioclásticas sólo parcialmente recrystalizadas, con una importante superficie ferruginosa a techo; y el superior, formado por una sucesión margo-carbonatada fosilífera y de aspecto nodular. El conjunto inferior se engloba dentro de la *Fm. Dolomías tableadas de Caballar*; el intermedio a la *Fm. Calizas bioclásticas de Muñecas*, muy reducidas de espesor en este sector; y el superior, corresponde al *Mb. Linares* de la *Fm. Calizas y dolomías*

Figura 6.47. Secciones estratigráficas tipo en los afloramientos cretácicos del borde Norte del Sistema Central (Sector III). A) Valdevacas de Montejo; B) Castroserracín; 1) Edad; 2) Unidad litoestratigráfica; 3) Escala; 4) Tramo; 5) Litología; 6) Estratificación, estructuras sedimentarias y contenido fósil; (Fm. Castro) Fm. Castro de Fuentidueña; (Fm. Picof.) Fm. Picofrentes. Los límites cronoestratigráficos se justifican en el Capítulo 9.



de *Castrojimeno*; los dos conjuntos inferiores fueron atribuidos inicialmente a la parte superior del Mb. Carabias (Alonso, 1981) y posteriormente asimilados a la Fm. Muñecas (Floquet *et al.*, 1982).

Hacia el SO, la proporción de carbonatos disminuye al tiempo que el espesor de los depósitos turonienses, reconociéndose una sucesión estratigráfica diferente, de carácter más siliciclástico (Fig. 6.47.b). Tomando como referencia cualquier sección estratigráfica de la Sierra de Pradales, del Macizo de Sepúlveda, o del área Prádena-Tejadilla, se observa que sobre los depósitos limo-arcillosos ocreos de la Fm. Castro de Fuentidueña, coronados por un banco de areniscas dolomíticas (tramos 1 a 5; Fig. 6.47.b), que resaltan morfológicamente dentro de la sucesión terrígena, aflora un potente conjunto de arenas de grano medio a grueso (tramos 6 a 22; Fig. 6.47.b), de colores predominantemente blancos y amarillos, que alternan con bancos de gravas ortocuarcíticas arenosas, limos arenosos y arcillas caoliníferas de colores variados: blancos, verdes, rojos y violáceos (Fig. 6.48).

Internamente dicho conjunto está constituido por bancos de gran espesor con bases planoparalelas generalmente en el área central (Ej. Sierra de Pradales), y marcadamente erosivas en el centromeridional (Ej. Arcones, El Arenal, La Higuera), presentando *lags* basales, imbricación de cantos, *sets* internos planoparalelos y progradantes separados por recubrimientos lenticulares de arcillas y limos, estratificación cruzada de surco y planar de gran escala, cantos armados y cantos blandos planos. En general, presentan granoclasificación positiva (aunque también los hay granocrecientes), finalizando en niveles de limos y arcillas lajosas versicolores que contienen rizolitos y suelen estar ferruginizadas a techo. Ocupando una posición intermedia, se reconoce un banco de areniscas rojas de grano medio a grueso, muy cementadas y ferruginizadas (tramo 18; Fig. 6.47.b), que resalta morfológicamente y representa una interrupción sedimentaria importante dentro de la sucesión, fácilmente reconocible en los afloramientos de la Sierra de Pradales y del Macizo de Sepúlveda (Fig. 6.48). En el resto de afloramientos, dicha discontinuidad se sigue sin dificultad

a techo de bancos de arenas ferruginizadas o de limos arcillosos con rizolitos, parcialmente erosionados por cuerpos de arenas gruesas superiores, hasta alcanzar la sección de La Higuera II, donde se vuelve a reconocer un nivel similar de areniscas gruesas muy cementadas y ferruginizadas. Por encima, se identifica un banco de limos y arcillas caoliníferas de tonalidades variadas (Tramo 19; Fig. 6.47.b), que destaca debido a su espesor uniforme y su continuidad de afloramientos, constituyendo un segundo nivel guía de correlación local entre los afloramientos de Tejadilla y Segovia.

A continuación, aflora el primer conjunto de naturaleza carbonatada, en el que aún la presencia de granos de cuarzo es importante. Está formado por areniscas dolomíticas y dolomías tableadas de tonalidades rojas y asalmonadas (tramos 23 a 31; Fig. 6.47.b), que alternan con interestratos de arcillas y arenas. Presenta su máximo desarrollo en los afloramientos NE de Moral de Hornuez (donde se encuentra parcialmente fallado), Navares de las Cuevas y Urueñas; su espesor se reduce progresivamente hacia el SO hasta constituir un único banco de dolomías asalmonadas en la sección de Segovia, desapareciendo inmediatamente al sur de esta localidad. Este tramo carbonatado presenta una importante interrupción sedimentaria, puesta de manifiesto por sus tonos enrojecidos (ferruginizados), grado de recristalización, presencia de geodas, así como por un contraste litológico neto observable en varios puntos de la región.

El resto de la sucesión está formada por calizas nodulares parcialmente recristalizadas y margas (tramos 32 a 41; Fig. 6.47.b), con abundantes ostreidos, pelecípodos, gasterópodos, equinodermos y ammonites en los afloramientos de la Sierra de Pradales (Ej. Tejares, Castroserracín; Urueñas); por una monótona sucesión de dolomías tableadas en bancos de mayor espesor en la región central y el Macizo de Sepúlveda (Ej. Sepúlveda, Val de San Pedro, Caballar); y por un nuevo cuerpo de arenas arcósicas y caoliníferas, blancas y amarillas, de facies similares a las del conjunto inferior a partir de Torreiglesias-Peñarrubia de Pirón, aumentando su espesor progresivamente hacia el SO.



Figura 6.48. Aspecto general de la Fm. Arenas de Segovia en el dominio centro-meridional (Castroserracín). En la parte superior se reconoce un banco de areniscas ferruginosas (flecha), desarrollado sobre un pequeño tramo de limos y arcillas verdes (a); el espesor de este tramo limo-arcilloso aumenta hacia el SO, constituyendo un nivel guía de correlación local.

Desde un punto de vista litoestratigráfico, el cuerpo de arenas, limos y arcillas caoliníferas situado por encima de la Fm. Castro de Fuentidueña corresponde a la Fm. Arenas y Arcillas de Segovia. En la sección de El Arenal se observa el tránsito gradual de una unidad a otra a través de un tramo intermedio de arcillas verdes, ocre y rojas (ver detalles en Anexo I), con alternancias terrígenas de las facies-tipo de ambas unidades, sin que se reconozca superficie alguna que represente una discontinuidad estratigráfica importante. Este cambio de facies marca la desaparición hacia el SO de la Fm. Castro de Fuentidueña y permite explicar el considerable incremento de espesor que experimenta la Fm. Segovia inmediatamente al suroeste de esta localidad (Val de San Pedro, Caballar, La Higuera, Segovia, etc.). El tramo de areniscas dolomíticas y dolomías tableadas rojas situado por encima de la Fm. Segovia no tiene entidad suficiente para ser individualizado como una unidad litoestratigráfica propia (tan sólo como nivel o capa guía), asimilándose por tanto, a la

Fm. Dolomías tableadas de Caballar, del mismo modo que la sucesión dolomítica suprayacente aflorante en la región central.

Por su parte, el conjunto margo-calcáreo fosilífero aflorante por encima en la región de Pradales, se correlaciona sin dificultad con el identificado en la misma posición estratigráfica en la región de Montejo-Embalse de Linares, correspondiendo al Mb. Linares de la Fm. Calizas y Dolomías con rudistas de Castrojimeno (Floquet *et al.*, *op. cit.*).

Por último, el cuerpo de arenas que ocupa en el extremo SO de la región, la misma posición estratigráfica que las Fms. Caballar y Castrojimeno, no presenta diferencias significativas con las arenas y arcillas de la Fm. Segovia sobre las que se apoya, ni tampoco en cuanto a sus relaciones laterales con otras unidades; su única diferencia es de edad puesto que son relativamente más modernas. No obstante, este litosoma, que fue individualizado inicialmente

como Mb. Areniscas y Arcillas de Hontoria de la Fm. Castrojimeno-Hontoria (Alonso, *op. cit.*), ha sido englobado dentro de la Fm. Caballar sin diferenciación alguna, dentro del cuadro litoestratigráfico de Floquet *et al.* (*op. cit.*).

6.4.2 Bioestratigrafía

Los materiales descritos se caracterizan en este sector, como en buena parte del Surco Ibérico, por la ausencia de fósiles con valor bioestratigráfico. La edad de los mismos se establece fundamentalmente en base a los datos aportados por autores previos en unidades adyacentes más fosilíferas, así como en los ejemplares de ammonites y rudistas encontrados en este trabajo en el estratotipo de la Fm. Castrojimeno y sus alrededores.

Dentro del Mb. Calizas y Margas de Carabias de la Fm. Moral de Hornuez (hoy Fm. Picofrentes), Alonso (1981) identificó una asociación de ammonites formada por

Wrightoceras submunieri WIEDMANN
Pseudoaspidoceras pedroanum (WHITE)
Jeanrogericeras cf. combesi (SORNAY)
Mammites n. sp.

que permite reconocer las biozonas V y VI de Wiedmann, datando un Turoniense Medio, hoy día reposicionadas en la parte alta del Turoniense Inferior (Segura *et al.*, 1993a). En el techo de la misma unidad Alonso (*op. cit.*) encuentra un ejemplar de *Proplacenticeras n. sp.* apuntando la posibilidad de un Turoniense Superior con la incertidumbre cronoestratigráfica que supone la determinación realizada únicamente a nivel de género.

Así mismo en el estratotipo de la Fm. Castrojimeno identifica la siguiente asociación de ammonites,

Hemitissotia cf. celtiberica WIEDMANN
cf. Heterotissotia n. sp. A
cf. Heterotissotia n. sp. B

que determina como Coniaciense Medio. Por encima del horizonte rico en ammonites,

encuentra una asociación de rudistas formados por varios hippuritidos y moldes internos de radiolítidos:

Hippurites giganteus
 (d'HOMBRES FIRMAS, 1838)
Hippurites incisus DOUVILLE, 1895
Hippurites socialis DOUVILLE, 1893
Biradiolites gr. angulosus d'ORBIGNY, 1847
Biradiolites gr. canaliculatus ingens
Radiolites aff. vallispetrosae ASTRE, o
Sauvagesia aliciae PONS

parte de estos ejemplares han quedado depositados en la Colección de Paleontología de la Universidad Autónoma de Barcelona. Sólo los hippuritidos (PUAB 44.646-44.656), especialmente *H. giganteus* (o *Vaccinites giganteus*) datan sin dificultad un Coniaciense; los moldes de radiolítidos (PUAB 44.443-44.449) no permiten identificar especies, tan sólo dan género y en su caso grupo de especies, debiendo descartar con ellos cualquier pretensión cronológica.

En nuestro caso, 9 m por encima de la base de la Fm. Castrojimeno en su estratotipo, se ha encontrado un horizonte margoso rico en ostreidos, equinodermos y ammonites, en el que se recogieron varios ejemplares de estos últimos, que han sido estudiados por el Dr. R. Martínez (UAB) y depositados en las Colecciones de Paleontología de la Universidad Autónoma de Barcelona (PUAB 68.085-68.099), reconociendo la siguiente asociación:

Hemitissotia celtiberica WIEDMANN, 1975
Hemitissotia sp.
Hemitissotia sp. 1
Hemitissotia sp. 2

en la que la presencia de *H. celtiberica* permite datar un Coniaciense Superior (Wiedmann, 1975; 1979). El resto corresponde a fragmentos indeterminables o a ejemplares diferentes, que pertenecen a especies nuevas o caen dentro de la intraespecificidad propia de *H. celtiberica*, sin que afecten de modo alguno a la edad asignada.

Por encima de este horizonte con ammonites, se ha recogido una completa asociación de rudistas, estudiados por el Dr. J.M. Pons (UAB) y depositados igualmente en las

Colecciones de Paleontología de la Universidad Autónoma de Barcelona (PUAB 43.724-43.748). Su excepcional estado de conservación, ha permitido realizar unas determinaciones muy precisas:

Vaccinites giganteus
(D'HOMBRE-FIRMAS, 1838)
Hippurites incisus DOUVILLE, 1895
Biradiolites angulosus d'ORBIGNY, 1847
Praeradiolites requieni
(d'HOMBRE-FIRMAS, 1838)
Radiolites sauvagesi
(d'HOMBRE-FIRMAS, 1838)

Esta asociación, que describe algunas formas ya reconocidas previamente (Alonso, 1981), incluye sin embargo otras nuevas, siendo características todas ellas del Coniaciense s.s.

A la vista de estos datos, la Fm. Picofrentes (Mb. Carabias; Alonso, 1981) tiene aquí una edad Turoniense Inferior-Medio, mientras que la Fm. Castrojimenense es Coniaciense Superior, pudiendo contener parte del Coniaciense Medio en la base; de esta forma, el intervalo estratigráfico estudiado, situado entre las dos unidades anteriores debe corresponder a un Turoniense Superior en sentido amplio, sin descartar un Coniaciense Inferior para la parte superior. En línea con esta idea están los datos bioestratigráficos recogidos en la Hoja nº 402, Olombrada, del Mapa Geológico Nacional 2ª serie (Díaz de Neira *et al.*, en prensa) en el que por primera vez asignan una edad Turoniense a la Fm. Caballar (tradicionalmente considerada como Coniaciense) en base a la siguiente asociación de ostrácodos:

Cytherella ovata (ROEMER)
Cytherella cf. parallela (REUSS)
Pontocyprilla sp.
Dolococytheridea crassa DAMOTTE
Dordoniella turonensis DAMOTTE
Asciocythere cf. polita DAMOTTE
Pterigocythere cf. pulvinata DAMOTTE
Imhotepia gr. Marssoni (BONNEMA)
Rehacythereis praetexta arta (DAMOTTE)
Cythereis cuvillieri DAMOTTE
Bairdoppilata sp.

No obstante, esta datación presenta ciertos problemas, ya que se ha comprobado en campo que el nivel muestreado se sitúa por encima del horizonte rico en ammonites con *H. celtiberica* (Coniaciense Superior), correspondiendo realmente a la Fm. Castrojimenense.

6.4.3 Facies y Medios sedimentarios

Los materiales descritos en las dos sucesiones sedimentarias están compuestos por diferentes tipos de facies; su análisis debe ayudarnos a conocer cómo eran estos sistemas deposicionales y cómo se distribuían en este sector de la plataforma, es decir, cuáles eran los medios sedimentarios y cómo fue la evolución temporal (vertical) de los mismos. A continuación, se resumen las características principales concernientes a los materiales turonienses y de la base del Coniaciense.

Las Fms. Castro de Fuentidueña y Picofrentes están compuestas por dos conjuntos de facies muy diferentes que se relevan lateralmente, definiendo en la región un par de dominios en sentido proximal-distal al borde de la plataforma: un *dominio septentrional*, que comprende la región de Carabias–Embalse de Linares y está representado por una sucesión margo-carbonatada; y un *dominio central*, de naturaleza terrígena, que se extiende entre los afloramientos de Navares de las Cuevas–Castro de Fuentidueña y los del área de El Arenal (SO).

En el dominio septentrional aflora la Fm. Picofrentes, compuesta por una alternancia de calizas y margas nodulares muy fosilíferas y reconocida parcialmente en las secciones de Moral de Hornuez y Valdevacas de Montejo. Las margas son plásticas, contienen ostreidos y otros bivalvos, así como frecuentes ammonites (Alonso, 1981); presentan tonos ocres a grises en función de la proporción de m.o., reconociéndose estructuras de bioturbación, especialmente en los tramos superiores. Las calizas aparecen en bancos bien definidos, presentando texturas de baja energía en la parte inferior y tractivas (*packstone* y *grainstone* oolíticos) en la superior; destacan por su carácter lajoso, por la abundancia de bivalvos, colonias de anélidos, así como por la presencia de laminación ondulada,

ripples, superficies ferruginosas internas y por un incremento en el grado de dolomitización. Estas facies fueron atribuidas inicialmente al Mb. Calizas y margas de Carabias de la Fm. Moral de Hornuez (Alonso, *op. cit.*), un litosoma que en conjunto refleja el paso vertical de ambientes de plataforma abierta, con presencia y relativa abundancia de faunas neríticas (ammonoideos), a ambientes submareales-intermareales, más proximales con desarrollo de estructuras sedimentarias de mayor régimen hidráulico, texturas tractivas, aumento del grado de dolomitización y de la concentración de hierro a techo.

En el dominio central, la Fm. Castro de Fuentidueña está compuesta por una sucesión de arenas finas micáceas con glauconita de tonos ocre y amarillos, arcillas rojas y verdes y areniscas rojas ferruginizadas y puntualmente dolomitizadas, con niveles lumaquéllicos de ostreidos (Ej. El Arenal) y de dolomías arcillosas. Sus facies corresponden a ambientes costeros siliciclásticos, de margen de plataforma con desarrollo de extensas llanuras de mareas y de sistemas playeros (Alonso, *op. cit.*), representando el cambio lateral de facies de las calizas y margas con ammonites del dominio septentrional, hacia el borde de cuenca.

Por encima, aflora la Fm. Arenas y Arcillas de Segovia a través de un contacto litológico neto en todo el dominio septentrional y en buena parte del central. Sin embargo, como se ha comentado anteriormente, en el área de El Arenal dicho contacto es transicional, marcando un cambio de facies con el litosoma inferior; este cambio supone la desaparición de la Fm. Castro de Fuentidueña del dominio suroccidental (Val de San Pedro, La Higuera, Segovia, Hontoria), de manera que es la Fm. Segovia la que descansa directamente sobre el basamento hercínico.

La Fm. Segovia está constituida por arenas blancas, limos caoliníferos, arcillas de colores variados y, en menor proporción, gravas arenosas y conglomerados en bancos de escasa continuidad lateral. Las arenas constituyen la facies más abundante, siendo en general de grano medio a grueso, arcósicas y de color blanco y amarillo. Son frecuentes las secuencias de relleno y abandono de canal, con base erosiva, *lag*

de cantos, estratificación cruzada de surco y planar, laminación de ripples y techo neto, dando paso a un nivel de limos y arcillas de espesor variable. En otras ocasiones, aparecen en bancos planoparalelos de espesor medio organizados en *sets* progradantes con laminación cruzada interna, interpretándose como el resultado de la migración lateral de barras (Fig. 6.49).

Las gravas y conglomerados no son muy frecuentes, aflorando en bancos de espesor inferior a 1 m (aunque localmente alcanzan 5 m), con una estructura interna masiva y escasa continuidad lateral; localmente están muy ferruginizadas. También aparecen formando *lags* basales y definiendo niveles planoparalelos de reducido espesor y continuidad media, alineados según la dirección de la corriente. En general están formados por cantos de cuarcita redondeados, dentro de una matriz areno-arcillosa blanca; el tamaño de los cantos puede alcanzar los 8 cm, aunque lo normal es que no sobrepasen los 3 cm.

Los limos y arcillas pueden agruparse en un tercer conjunto de facies, ya que suelen aparecer siempre asociados. Se disponen entre las arenas en bancos de reducido espesor, pudiendo estar erosionados por aquéllas; no obstante, su proporción aumenta progresivamente hacia techo, donde llegan a desarrollar tramos de gran espesor que resaltan del resto por sus vivos colores rojos, violáceos y blancos. Los limos son de tamaño muy fino y naturaleza caolinífera, mientras que las arcillas son arenosas, de tonos verdes, ocre y rojos debido a la presencia de superficies ferruginosas; frecuentemente, presentan lenticulas y niveles de arenas amarillas medias de continuidad variable, así como otros con rizolitos, estructuras de desecación y superficies ferruginosas, que reflejan episodios de ralentización e interrupción sedimentaria al final de un episodio de depósito.

La interpretación de los medios sedimentarios a partir de estas facies es compleja. Su situación paleogeográfica y especialmente, sus relaciones laterales con la Fm. Castro de Fuentidueña (ambientes costeros: llanuras de marea y playas) para la parte inferior de la unidad y con la Fm. Caballar para el resto, determinan un contexto litoral más proximal y so-



Figura 6.49. Estratificación cruzada planar asintótica dentro de la Fm. Segovia; las láminas muestran una inclinación de unos 15° sobre una base plano horizontal tapizada por un lag de cantos; Cantera de Arcones.

mero, que señala la transición hacia las áreas emergidas (braided distal y meandriforme de alta sinuosidad con influencia mareal; Alonso, *op. cit.*) de los ambientes costeros (mareales siliciclásticos y carbonatados) que reflejan las unidades anteriores.

La existencia de limos y arcillas con estructuras de desecación y huellas de raíces (Fig. 6.50) confirman la existencia de episodios de continentalidad. Ahora bien, conocer con exactitud la naturaleza marina (costera) o continental de los episodios deposicionales que dieron lugar a los diferentes cuerpos de arena es más complicado. Sólo se podrá tener certeza a partir de los fósiles encontrados en ellos y no de todos; no servirán aquéllos asociados a las superficies de removilización basal, ya que es lógico pensar en la llegada de fósiles marinos reelaborados durante episodios de reactivación energética que desborden e inunden el sistema tierra adentro; tampoco serán útiles los asociados a las interrupciones sedimentarias, ya que durante un episodio de emersión posterior a un evento deposicional marino el depósito puede

contaminarse con cualquier forma subaérea. Únicamente los fósiles asociados a la fase principal del evento deposicional (Ej. parte intermedia del depósito) marcarán la naturaleza del sistema deposicional. En este sentido, el reconocimiento en el dominio septentrional de ostrácodos de aguas salobres en niveles arcillosos de la base (Alonso, *op. cit.*), recalcan el carácter litoral de los ambientes de depósito, al menos en esa área y para esa parte de la unidad.

Ahora bien, cuando las condiciones de exposición son muy favorables, como las que ofrecen los frentes de cantera que se encuentran en explotación (Tejadilla, Arcones, La Higuera), se reconoce con mayor detalle la geometría de relleno (cuerpos sedimentarios) y las relaciones entre los diferentes bancos de arena. En el afloramiento de Arcones se observan varias estructuras de corte y relleno (*cut & fill*) de gran amplitud horizontal y vertical (Fig. 6.51), forzosamente asociadas a eventos extraordinarios de régimen hidráulico muy elevado. La presencia de cantos armados y cantos blandos sobre la cicatriz erosiva, así como bloques angulosos de gran



Figura 6.50. Nivel de arcillas amarillas con huellas de raíces (rizolitos) dentro de la Fm. Segovia. Los rizolitos presentan una pared interna cementada por óxidos de hierro y están rellenos por arenas blancas de grano medio, procedentes del banco superior (arriba en la imagen); en otros casos, el relleno se realiza con arenas de granulometría diferente al del depósito que les sucede. Canteras de La Higuera.

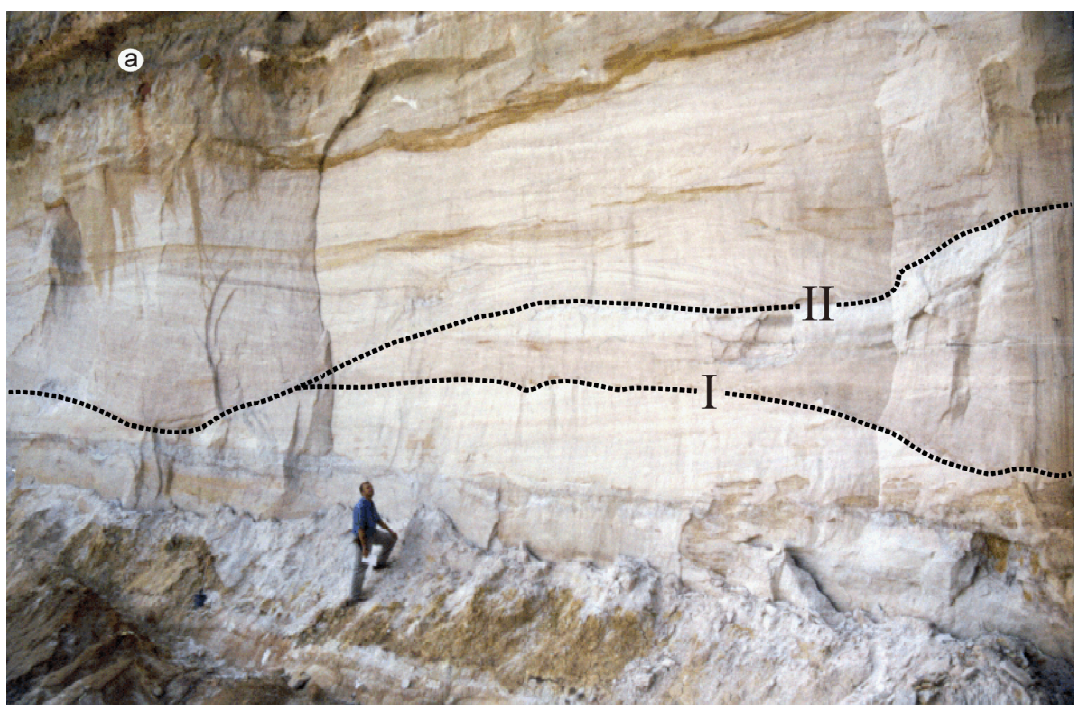


Figura 6.51. Superficies erosivas de gran escala (I y II) dentro de la Fm. Segovia. En el cuadrante superior izquierdo de la imagen se reconoce el nivel de limos y arcillas verdes (a) de la Figura 6.48 (horizonte guía), desarrollado sobre una importante superficie ferruginosa. Cantera de Arcones.

tamaño, removilizados del nivel previo e inmersos en los materiales del relleno (Fig. 6.52), refleja una sincronía temporal entre la generación del hueco y su relleno posterior. En otras ocasiones no es así, ya que sobre la superficie erosiva se reconoce un *lag* de cantos seguido por un "tapón" de limos arcillosos que selló las irregularidades de la base, definiendo una superficie más uniforme (Fig. 6.53); con posterioridad, se produjo el relleno del hueco durante uno o varios episodios sedimentarios, desligados temporalmente del evento erosivo de la base.

El relleno de los huecos se realizó con arenas blancas de grano medio, destacando por su elevado grado de selección. Las direcciones de paleocorrientes tomadas dentro de cada cuerpo erosivo de arenas coinciden, mostrando una dirección predominante E-O, con una dispersión de 60-70°, y sentido de los aportes hacia el E. Las arenas presentan un *lag* basal (no siempre) de cantos de cuarcita y cantos blandos (limos) redondeados y planos, mostrando a continuación varios dispositivos de relleno diferentes: a) secuencias de relleno de canal (estratificación cruzada de surco y planar, laminación de ripples) coronadas a techo por una junta de arcillas ferruginizadas; b) secuencias de energía creciente a techo, con varias superficies de reactivación interna, estratificación cruzada de surco de tamaño creciente y estratificación "hummocky" a techo (Fig. 6.54); c) cuerpos planotabulares de hasta 2 m de espesor, organizados en *sets* progradantes a gran escala, con laminación cruzada interna asintótica de mayor inclinación que las superficies de los *sets* y granoclasificación positiva a nivel de lámina individual (Fig. 6.55), que se sucede a lo largo de cada *set*, mostrando una pauta de repetición cíclica del régimen hidráulico y por lo tanto, del proceso sedimentario a lo largo del tiempo. Dicha pauta es contraria al carácter estocástico de los episodios deposicionales en sistemas fluviales (Schwarzacher, 2000), recordando más a procesos cíclicos de naturaleza mareal. La superficie de los *sets* queda resaltada por tapices milimétricos y continuos de limos dolomíticos (*mud drapes*); y d) *sets* planoparalelos, separados por cantos de cuarcita y cantos blandos alineados, con laminación cruzada interna, aparentemente contrapuesta.

Allí donde las superficies erosivas no han sido muy incisivas sobre los materiales previos, se reconocen niveles de arcillas ocres y rojas con rizolitos rellenos por arenas amarillas diferentes a las del cuerpo terrígeno que les sucede (Fig. 6.50). Estos niveles, que reflejan episodios más o menos breves de parada sedimentaria y colonización vegetal en condiciones subaéreas, pasan lateralmente a cuerpos lenticulares de arenas blancas, en los que los procesos de diagénesis han dado lugar a esferas de arenas de tamaños variados y gran dureza (Fig. 6.56), que interpretamos como resultado de una cementación centrífuga a partir de un núcleo no determinado, empleando el carbonato lixiviado de niveles superiores que circula disuelto en las aguas de infiltración. A falta de un estudio más detallado, los núcleos de dichas esferas podrían corresponder a pequeñas partículas de naturaleza carbonatada (¿fragmentos de conchas, foraminíferos, caráceas?), en cuyo caso, los cuerpos lenticulares de arenas en los que aparecen podrían relacionarse en algunos casos, con pequeños episodios de desbordamiento (*washover*) de origen marino.

A la vista de estas facies, la naturaleza litoral del área de depósito queda aún más remarcada, pero la influencia marina en los procesos deposicionales nos parece más evidente, ya sea por la acción mareal, generando registro sedimentario, o por la acción de las tormentas y del oleaje, reelaborando los depósitos existentes. Más adelante se comprobará que estas superficies erosivas de gran magnitud guardan relación con eventos eustáticos reconocidos en otras áreas más distales de la Cuenca Ibérica.

La Fm. Segovia da paso a su techo y lateralmente hacia el NE a la Fm. Dolomías *Tableadas de Caballar*, la primera unidad carbonatada de la sucesión cretácica en este sector. Está compuesta por dolomías finas muy recrystalizadas, en ocasiones bioclásticas, estratificadas en bancos planoparalelos de pequeño espesor (20-50 cm), ferruginizados a techo y separados por interestratos margo-arcillosos con una fina laminación ondulada de naturaleza mareal. En la base están formadas por areniscas dolomíticas y dolomías arenosas rojas¹², disminuyendo la proporción de siliciclásticos hacia techo. Es frecuente la presencia de laminación de algas a lo largo de toda la unidad (Fig. 6.57), así como de estructuras de bioturbación (imprimiéndoles un carácter



Figura 6.52. Intraclastos angulosos de escala métrica (flecha) y cantos armados, situados por encima de una importante superficie erosiva (II, en Fig. 6.51). En el cuadrante superior izquierdo se muestra un detalle el canto armado sobre una pequeña cicatriz interna, destacando la laminación cruzada planar y horizontal a su alrededor, así como la diferencia de granulometrías dentro de los bancos de arena. Cantera de Arcones.



Figura 6.53. Superficie erosiva de canal resaltada por un lag de cantos basal y rellena por limos arcillosos blancos, dando paso a un cuerpo de arenas de grano medio mediante un contacto plano-horizontal ligeramente ferruginizado.



Figura 6.54. Estratificación hummocky de gran longitud de onda (> 80 cm) en la Fm. Segovia; se localiza a techo de cuerpos de arena granocrecientes. Cantera de Arcones.



Figura 6.55. Granoclasificación positiva rítmica dentro de sets de arena con estratificación cruzada planar; Fm Segovia, Cantera de Arcones.



brechoide), ripples y grietas de desecación a techo de los bancos, que se añaden a la ferruginización ya comentada. Los restos fósiles se reducen a escasos moldes de bivalvos y gasterópodos, considerándose que la causa de esta baja diversidad y abundancia de faunas es en parte debida a los intensos procesos de recristalización.

Estas facies se ajustan a un modelo de llanura de mareas carbonatada somera (zona intermareal–supramareal) y de aguas tranquilas, como señala la regularidad de los bancos, la concentración de óxidos de hierro a techo de los mismos, la intensa bioturbación y la ausencia de estructuras de alta energía y de texturas tractivas granosoportadas. Los niveles

Figura 6.56. Niveles de cementación diferencial de areniscas blancas definiendo formas esféricas de tamaños variados (hasta 20 cm de diámetro); tienen escasa continuidad lateral, pasando lateralmente a limos y arcillas con huellas de raíces y superficies ferruginosas. Cantera de Arcones.



Figura 6.57. Laminación de algas en los depósitos carbonatados de la base de la Fm. Caballar. Sección de Castrojimeno.

¹² se interpretan como resultado de intensos procesos de oxidación de los materiales, bajo condiciones subaéreas, durante episodios de interrupción sedimentaria.

bioclásticos encontrados se asocian a episodios extraordinarios de mareas vivas o de tormentas, fuera de toda regularidad sedimentaria.

La Fm. Caballar alcanza un desarrollo máximo (30-40 m) en el dominio central (Caballar – Pajares de Pedraza – Sepúlveda), reduciendo su espesor hacia el NE al cambiar lateralmente de facies por su techo al Mb. *Linares* (Floquet *et al.*, *op. cit.*) de la Fm. *Castrojimeno*. Así, en el dominio septentrional, la Fm. Caballar queda reducida a un litosoma de 8-9 m de espesor (afloramientos de Urueñas, Navares de las Cuevas y Castroserracín) representado por los términos característicos de la base (areniscas dolomíticas y dolomías arenosas tableadas de tonos rojos muy acusados), de manera que, si bien no es individualizable desde un punto de vista cartográfico, si lo es desde el estratigráfico. Por encima, las calizas y margas fosilíferas del Mb. *Linares* corresponden a facies de plataforma carbonatada interna, con una cierta profundidad de la lámina de agua que favorece una intensa actividad biogénica del sedimento (nodulización) y una buena comunicación con el resto de la plataforma, puesta de manifiesto por la alta diversidad y abundancia relativa de fósiles. De hecho, representa el segundo y último episodio sedimentario que deja faunas neríticas (ammonoideos) en posiciones tan marginales de la Cuenca Ibérica.

Por último, en el dominio meridional, la Fm. Caballar cambia lateralmente a términos terrígenos costeros, de facies muy similares a las de la Fm. Segovia sobre la que descansan, diferenciándose materialmente de éstas por la presencia discontinua de cuñas dolomíticas rojas que desaparecen hacia el SO, siendo el resultado de la lógica indentación del cambio de facies con la Fm. Caballar. No obstante, han sido englobadas, sin diferenciación alguna en la Fm. *Caballar* (Floquet *et al.*, *op. cit.*) de naturaleza carbonatada muy diferente. Sus facies reflejan ambientes costeros mareales siliciclásticos (como muestran las paleocorrientes medidas en la sección de Hontoria, con una dirección predominante SO-NE y direcciones de flujo contrapuestas; ver Anexo I.), con pequeños pulsos carbonatados que se producen en un contexto retrogradante o transgresivo a gran escala, que

deja en el extremo opuesto (dominio septentrional) facies de plataforma abierta (Mb. *Castrojimeno*).

6.4.4 Secuencias deposicionales y cortejos sedimentarios de 3º y 4º orden

El análisis secuencial del intervalo estratigráfico analizado, permite individualizar la *Secuencia Depositional de 3º orden del Turoniense Superior (SD-1)* y dentro de ella, una secuencialidad interna de rango menor sobreimpuesta (Fig. 6.58).

Límites de 3º y 4º orden

Litológicamente, la secuencia de 3º orden está compuesta por parte de las arenas y arcillas de la Fm. Segovia y por las dolomías tableadas rojas de la base de la Fm. Caballar a techo (ver 6.4.1). Los límites de 3º orden (y los del resto de secuencias menores) no coinciden con los de ambas unidades litoestratigráficas (aunque momentaneamente comparten las mismas superficies estratigráficas), debido al carácter diacrónico de estas últimas ya comentado; en general, estos límites se encuentran en el interior de dichos litosomas y están representados por sendas discontinuidades estratigráficas de orden mayor, reconocibles en posiciones estratigráficas concretas a lo largo de las secciones analizadas.

En el dominio septentrional (Valdevacas de Montejo), el LÍMITE INFERIOR (SB-1) se localiza a techo de un banco de dolomías bioclásticas muy enrojecidas (oxidadas; tramo 10 Fig. 6.47a), por encima del cual, la presencia de un tramo arenoso parcialmente cubierto refleja un cambio neto de tendencia sedimentaria, relacionado con un avance de las facies terrígenas costeras (Arenas de Segovia) hacia el interior de la plataforma.

Al sur de la *Falla de Somolinos-Grado del Pico*, el SB-1 se localiza en el contacto litológico entre las Fms. Segovia y Picofrentes, cuya naturaleza calcomargosa y fosilífera favorece un mayor contraste de facies y la ruptura sedimentaria es más evidente (Ej. Moral de

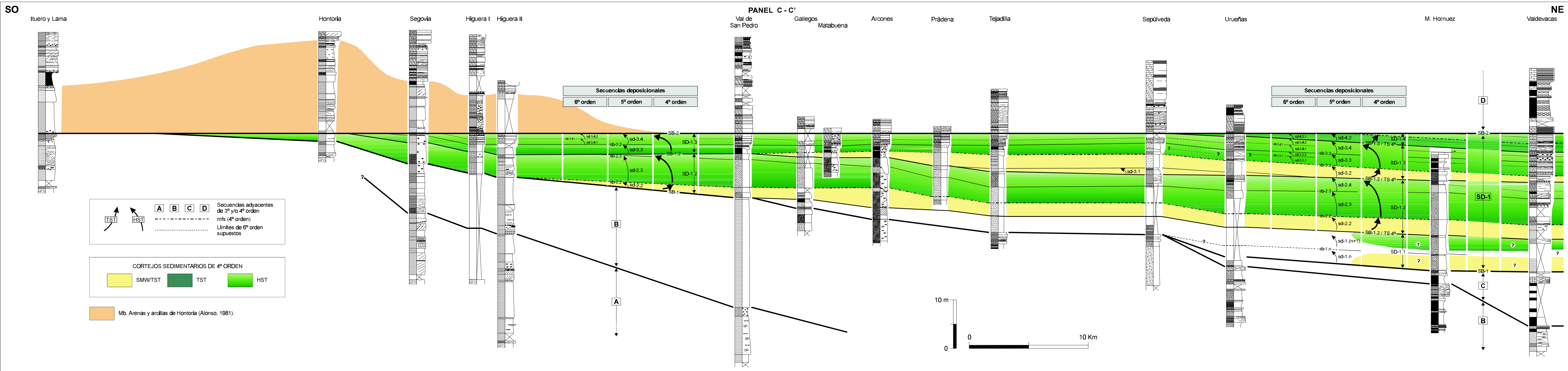


Figura 6.58. Secuencias deposicionales de 3º, 4º, 5º y 6º orden y cortejos sedimentarios a lo largo de la línea de correlación A-A' en el Sector III del área de estudio. La nomenclatura de secuencias y límites de secuencia sigue el procedimiento del apartado 5.2.4.

Hornuez), y sobre la Fm. Castro de Fuentidueña al SO, situándose a techo de un banco formado por areniscas dolomíticas y/o dolomías arenosas rojas, con arenas micáceas y arcillas con glauconita intercaladas (Navares de las Cuevas, Castroserracín, Castro de Fuentidueña, Urueñas, Sepúlveda, Tejadilla); este banco resalta morfológicamente en el conjunto de la sucesión terrígena (Fms. Castro de Fuentidueña y Segovia), definiendo un escalonamiento en las laderas de los relieves (muelas) cretácicos; como consecuencia de ello, la parte inferior de la SD-1 aparece frecuentemente cubierta por la acumulación de derrubios de ladera a pie de dicho resalte. El contacto entre ambas unidades revela un cambio en la tendencia vertical de las facies, resultado de un desplazamiento lateral y cambio de los sistemas deposicionales; en la sección de Lastras de Cuellar se sitúa a techo de un potente banco de dolomías rojas que se correlaciona con el nivel descrito anteriormente, marcando el final de la Fm. Castro de Fuentidueña.

En el resto de afloramientos se localiza dentro de las arenas de la Fm. Segovia, estando materializado por diversas estructuras que reflejan una parada sedimentaria significativa: niveles de arcillas limosas ferruginizadas con huellas de raíces (rizolitos) que desaparecen lateralmente por erosión del tramo superior (Ej. Arcones); silcretas (Ej. Los Gallegos); grietas de desecación rellenas por óxidos de hierro sobre depósitos limo-arcillosos por encima de los cuales sobreviene un tramo terrígeno de granulometría gruesa y naturaleza erosiva (Ej. La Higuera II, Carbonero El Mayor, Requijada); encostramientos de óxidos de hierro de hasta 10-15 cm (Fig. 6.59; Ej. El Arenal, Val de San Pedro, Hontoria), pudiendo encontrarse removidos e incorporados al tramo de arenas gruesas superiores (Ej. Segovia). En ocasiones, las arenas situadas por debajo de estas costras ferruginosas presentan acusados tonos rojos (Ej. Val de San Pedro, Arcones), probablemente debido a la lixiviación de los óxidos de la propia costra que contrastan con los tonos blancos del resto de las arenas, resaltando la posición del límite.



Figura 6.59. Aspecto general de la sección de Val de San Pedro; dentro de la serie terrígena (Fm. Segovia) se reconoce una superficie ferruginosa bien desarrollada (flecha roja) que marca el límite inferior SB-1 de la secuencia deposicional de 3^{er} orden; el límite superior se localiza en la base de la serie carbonatada (flecha azul).

Por último, en la sección de Ituero y Lama (situada en el extremo suroccidental; Fig. 6.58), la SD-1 no está representada, desarrollándose en su lugar una potente costra laterítica de 1 m de espesor (Fig. 6.60), situada dentro de las arenas del Mb. Hontoria (Alonso, 1981), equivalente litoestratigráfico de la Fm. Segovia en ese área.

En síntesis, el límite SB-1 representa una discontinuidad estratigráfica mayor, asociada a una importante caída eustática que genera una interrupción de los procesos sedimentarios, con desarrollo de costras lateríticas, colonización vegetal en condiciones subaéreas, etc., así como un significativo desplazamiento de los cinturones de facies costeros siliciclásticos (Fm. Segovia) hacia la cuenca, depositándose directamente sobre facies más marinas de plataforma abierta (Fm. Picofrentes) en el extremo nororiental.

El LÍMITE SUPERIOR (SB-2) se localiza en la mayoría de los afloramientos del dominio central dentro de la Fm. Caballar (Fig. 6.59), concretamente a techo del conjunto de areniscas

dolomíticas y dolomías tableadas rojas de la base de la unidad. El enrojecimiento de estas facies se interpreta como resultado de procesos de oxidación intensos de los sedimentos, en condiciones muy someras o subaéreas durante una parada sedimentaria significativa. Destaca la concentración de geodas en los estratos próximos a la ruptura estratigráfica, especialmente en los que se encuentran por debajo (Ej. Matabuena, Arcones, El Arenal, Pajares de Pedraza, Caballar). En otras ocasiones, la discontinuidad está materializada por la presencia de niveles de arenas, localmente erosivas (Ej. Lastras de Cuéllar), o de margas y arcillas ferruginizadas con lenticulas arenosas (Ej. Caballar, Tejadilla). Por encima, las facies no varían significativamente, reproduciéndose en general el mismo contexto sedimentario a ambos lados de la discontinuidad, sin que se reconozca un cambio significativo en la tendencia vertical de las facies, únicamente una disminución de la proporción de siliciclásticos.

El contraste de facies aumenta hacia el NE; allí el SB-2 se sitúa en el contacto entre la Fm.



Figura 6.60. Encrostramiento ferruginoso desarrollado a favor de grietas de desecación, en las arenas del Mb. Hontoria (Alonso, 1981); Sección de Ituero y Lama.

Caballar (reducida al tramo de dolomías rojas basales) y las calizas y margas con ammonites de la base de la Fm. Castrojimeno (Mb. Linares; Ej. Tejares, Castrojimeno, Castroserracín, Urueñas, Navares de las Cuevas, Valdevacas de Montejo). Este contacto refleja una ruptura mayor, con un sustancial cambio en las condiciones sedimentarias del medio, pasando hacia situaciones más marinas.

En el dominio meridional, el SB-2 se localiza a techo de un pequeño conjunto de dolomías tableadas asalmonadas, con huellas de raíces en los interestratos y niveles brechificados, que se van acuñando hacia el SO, hasta quedar reducidas a un único banco dolomítico, para desaparecer en las proximidades de la ciudad de Segovia; este conjunto dolomítico refleja la retrogradación y acuñamiento de sistemas costeros carbonatados hacia el margen costero durante un episodio de ascenso eustático. Por encima, afloran arenas y arcillas, en facies similares a las inferiores de la Fm. Segovia, reflejando un cambio neto en la evolución vertical de las facies, con una nueva progradación de los sistemas siliciclásticos y un regreso a las condiciones iniciales.

En las secciones de Carbonero El Mayor y Hontoria, el SB-2 se sitúa dentro de una sucesión totalmente arenosa (Mb. Hontoria; Alonso, *op. cit.*), estando materializado en la primera de ellas por un importante encostramiento ferruginoso desarrollado sobre arcillas caoliníferas blancas con huellas de raíces a techo, y en la segunda, por una superficie ferruginosa desarrollada sobre un cuerpo de arenas blancas con grietas de desecación poligonales, resaltadas por el relleno ferruginoso (Fig. 6.61); no obstante, en este segundo caso, las correlaciones detalladas con secciones próximas sugieren la posibilidad de que se encuentre dentro de un tramo cubierto situado inmediatamente por encima. Por último, en las secciones de Navares de las Cuevas y Sepúlveda, se encuentra dentro de un tramo cubierto, en tanto que en Torreiglesias está erosionado por un cuerpo suprayacente de arenas dolomíticas, que muestra estructuras sedimentarias de alta energía (Fig. 6.62), y en Moral de Hornuez, una falla repite la sucesión, impidiendo su reconocimiento.



Figura 6.61. Superficie ferruginosa a techo de un cuerpo de arenas blancas de grano medio, que representa el límite superior SB-2 de la secuencia deposicional en la sección de Hontoria.

En suma, el SB-2 representa una discontinuidad estratigráfica mayor asociada a una caída eustática, a favor de la cual se desarrollan procesos de oxidación, recristalización y dolomitización de los términos carbonatados, así como encostramientos lateríticos, brechificación y colonización vegetal en los afloramientos más suroccidentales, destacando en todos ellos la ausencia de estructuras erosivas y de disolución cárstica significativas. Los materiales situados por encima representan la siguiente secuencia deposicional de 3^{er} orden (Coniaciense-Santonense), reconociéndose en ellos una progradación menor hacia cuenca de los cinturones costeros siliciclásticos (dominio meridional), seguida por una retrogradación en sentido contrario, de los cinturones de facies¹³ en los

¹³ al tiempo que su amplitud espacial disminuye.

dominios central y septentrional, que permite la llegada de facies de plataforma abierta con ammonites (Ej. Castrojimeno).

Ambos límites (SB-1 y SB-2) son resultado de descensos del nivel del mar, que interrumpen los procesos sedimentarios y exponen parcialmente la plataforma. No obstante, la caída eustática asociada al límite SB-1 es más acusada, ya que lleva asociada una importante progradación de los cinturones costeros hacia la plataforma y, con ello, el avance de cuñas siliciclásticas hacia el interior de la cuenca, más allá del extremo septentrional del sector estudiado. El desplazamiento de los cinturones de facies asociados al SB-2 es mucho menor (la presencia de facies terrígenas se restringe al área de Hontoria-La Higuera), lo que provoca dificultades de reconocimiento en aquellas áreas donde el contraste de facies entre las dos secuencias es mínimo (dominio central).

Internamente, la secuencia de 3^{er} orden está organizada en cuatro CONJUNTOS DE

PARASECUENCIAS (Fig. 6.47) o SECUENCIAS DE 4^o ORDEN (SD-1.1, SD-1.2, SD-1.3 y SD-1.4 respectivamente), con un desarrollo diferencial de base a techo. Sus límites son discontinuidades menores materializadas por superficies erosivas y de reactivación energética, costras ferruginosas, niveles edafizados, raíces o estructuras de desecación y, por cambios de facies bruscos que implican desplazamientos menores de los cinturones de facies.

El LÍMITE SUPERIOR (SB-1.1) de la SD-1.1 se sitúa, en la sección de Valdevacas de Montejo, a techo de un banco de dolomías tableadas rojas que se encuentra dentro de las arenas de la Fm. Segovia (reducidas a un conjunto de pequeño espesor, parcialmente cubierto; tramos 11 a 14; Fig.6.46.a). Hacia el SO, la SD-1.1 aparece en facies exclusivamente siliciclásticas, estando dentro de un potente tramo cubierto en un alto porcentaje de los afloramientos (Urueñas, Sepúlveda, Tejadilla, Arevalillo de Cega, Navares de las Cuevas, Castro de Fuentidueña). Allí donde las condiciones de exposición son más fa-



Figura 6.62. Contacto erosivo de un cuerpo de areniscas dolomíticas amarillas con estratificación cruzada de gran escala (Mb. Areniscas dolomíticas de Hontoria) sobre la Fm. Segovia en el área de Torreiglesias-Peñarrubia de Pirón.

vorables, el SB-1.1 se localiza en una superficie ferruginosa por encima de la cual las condiciones hidrodinámicas del medio se incrementan de forma importante (Ej. Castroserracín, El Arenal) o a techo de un banco de arcillas plásticas ferruginizadas, con rizolitos y grietas de desecación (Ej. Moral de Hornuez, Requijada, Matabuena), pudiendo desaparecer lateralmente por erosión del siguiente episodio sedimentario (Ej. Arcones). La SD-1.1 desaparece antes de alcanzar el resto de afloramientos del dominio central y meridional, estando contenida dentro de la discontinuidad basal (SB-1; Fig. 6.47).

El LÍMITE SUPERIOR (SB-1.2) de la SD-1.2 se localiza en un banco de areniscas rojas muy cementadas y ferruginizadas (Ej. Moral de Hornuez, Urueñas, Sepúlveda, Val de San Pedro, La Higuera II, Navares de las Cuevas, Castroserracín) que resalta morfológicamente dentro de la sucesión terrígena. En otros afloramientos (Matabuena, Arcones, Prádena, Tejadilla, La Higuera I, El Arenal, Requijada, Segovia), dicha cementación no existe, pero la superficie ferruginosa se mantiene aunque no siempre es observable. En el resto de las secciones, se localiza de varias formas diferentes: a) a techo de un nivel de limos y arcillas de espesor variable, con huellas de raíces y grietas de desecación ferruginizadas (Ej. Carbonero El Mayor, Caballar, Arevalillo de Cega); b) a techo de un tramo de dolomías (arenosas) rojas (Ej. Lastras de Cuéllar, Valdevacas de Montejo); c) erosionado por depósitos suprayacentes (Ej. Peñarrubia); y d) coincidiendo con el límite superior (SB-2) de la secuencia mayor (Ej. Hontoria). En los afloramientos de Fuentidueña, Tejares, Castro de Fuentidueña y Gallegos, el SB-2 se encuentra dentro de un tramo cubierto.

El LÍMITE SUPERIOR (SB-1.3) de la SD-1.3 es en la sección de Valdevacas de Montejo una brecha dolomítica con geodas; en Urueñas se sitúa a techo de un banco de calizas recristalizadas de grano fino, por encima del cual disminuye el grado de recristalización y cambian las microfácies (granosoportadas oolíticas y fosilíferas); por último, en las secciones de Navares de las Cuevas y Sepúlveda se sitúa en sendos tramos cubiertos de reducido espesor.

En cuanto al resto de afloramientos, queda contenido dentro del límite SB-2 de la secuencia mayor (SD-1).

Las cuatro secuencias de 4º orden presentan una geometría en cuña, mostrando una reducción progresiva de espesor hacia el SO hasta desaparecer. Esta pérdida de espesor se produce básicamente por acuñamiento basal (*onlap*) de cada secuencia sobre la precedente; no obstante, también muestran estructuras de *toplap* con la secuencia superior, tal y como se discutirá más adelante al introducir las parasecuencias de 5º y 6º orden (ver 6.4.5). Estas relaciones geométricas, que tienen lugar durante el episodio deposicional, estando condicionadas al espacio de acomodación disponible, o durante la interrupción sedimentaria subsiguiente (contenida en el límite de secuencia; Ej. *toplap*) controlan la extensión de cada conjunto de parasecuencias en el área de estudio.

La SD-1.1 aflora en el dominio septentrional y parte del dominio central, descansando sobre los materiales de una o dos secuencias de 3º orden precedentes; desaparece antes de alcanzar los afloramientos de Val de San Pedro y Torreiglesias. Por su parte, la SD-1.4 es la menos extensiva, restringiéndose al dominio septentrional (Valdevacas de Montejo, Moral de Hornuez, Urueñas), aunque puede estar presente de forma testimonial en las secciones de Castroserracín y Sepúlveda.

La SD-1.2 y la SD-1.3 son por el contrario, las secuencias más extensivas, reconociéndose ambas sobre el dominio meridional. No obstante, surge la cuestión de conocer si la SD-1.3 está representada en la sección de Hontoria o si desaparece antes. En el primer caso, el límite SB-1.2 estaría contenido en la discontinuidad sedimentaria desarrollada a techo del tramo 5 (superficie ferruginosa que tapiza el techo y rellena grietas de desecación; ver Anexo I) y el SB-2 dentro del tramo 7 (cubierto), abriendo la posibilidad a una SD-1.3 de espesor muy reducido y de naturaleza presumiblemente terrígena. En el segundo caso, la discontinuidad del tramo 5 albergaría al mismo tiempo los límites SB-1.2 y SB-1.3 (este último coincide en esta área con el SB-2 de la secuencia de 3º orden), marcando la desaparición previa de la SD-1.3.

Aunque desde un punto de vista geométrico el acuñaamiento hacia el margen continental de ambas secuencias tenga dos soluciones posibles, ligeramente diferentes, la conclusión es la misma: la SD-1.2 representa el conjunto de parasecuencias más extensivo del ciclo sedimentario del Turoniense Superior. En cualquiera de las dos soluciones, la SD-1.3 desaparece previamente, tal, como apuntan las tendencias deposicionales observadas: diferencias de espesor entre ambas parasecuencias, favorables a una mayor continuidad de SD-1.2 y una mayor tasa de acuñaamiento de la SD-1.3 en el área de la Higuera–Segovia. En este sentido, el acuñaamiento de esta última pudo verse acelerado por relaciones de *toplap* asociadas al límite SB-2; esto permitiría explicar la desaparición prácticamente total del conjunto dolomítico terminal entre las secciones de Segovia y La Higuera, así como esa mayor tasa de acuñaamiento observada. Debido a las razones anteriores, se ha optado finalmente por representar la segunda solución en los paneles de correlación (Fig. 6.47) de éste y sucesivos capítulos.

La SD-1.2 desaparece antes de alcanzar la sección de Ituerto y Lama, estando contenida (al igual que el resto de la secuencia de 3^{er} orden) dentro de la costra laterítica que aparece en medio de la sucesión terrígena (Mb. Hontoria) en este afloramiento. De esta forma, los materiales situados por debajo de dicha costra se correlacionan con los de los tramos basales de la sección de Hontoria (tramos 1 a 4; ver Anexo I), perteneciendo todos ellos a una secuencia de 3^{er} orden previa, más extensiva que la del Turoniense Superior.

Distribución vertical de facies y cortejos sedimentarios de 4^o orden

Dentro de cada conjunto de parasecuencias no se observa una distribución de facies clara, debido a la naturaleza predominantemente terrígena que presentan en la mayor parte del sector. Los afloramientos con mayor presencia de carbonatos se encuentran en la región de Valdevacas de Montejo–Embalse de Linares, al NE de la estructura tectónica de Somolinos–Grado del Pico. Al SO de dicha estructura (Ej. Moral de Hornuez), la proporción

de carbonatos disminuye de forma notable en los tres conjuntos de parasecuencias inferiores, aumentando la de siliciclásticos.

La sección de Valdevacas de Montejo, por su naturaleza más carbonatada, es la única en la que se ha podido reconocer una distribución de facies en la vertical, que se repite en cada conjunto de parasecuencias. Así, la SD-1.1 está compuesta por un tramo blando semicubierto, de naturaleza arenosa en la mitad inferior y por un banco de dolomías rojas a techo. La SD-1.2 comienza igualmente por un tramo de arenas (con glauconita), aunque de menor desarrollo que el de la secuencia anterior, pasando rápidamente a un conjunto de dolomías arenosas tableadas con estructuras de bioturbación, fragmentos de bivalvos y otros bioclastos, estando enrojecidas a techo. En la SD-1.3, el conjunto de arenas basal es aún más reducido, conteniendo intraclastos procedentes de la removilización del tramo inferior (episodio de reactivación energética); el resto de la secuencia está compuesto por un homogéneo conjunto de dolomías tableadas rojas con interestratos margosos, laminación de algas y superficies ferruginosas a techo de los bancos, finalizando en una brecha dolomítica roja con múltiples geodas. Por último, la SD-1.4 no contiene arenas en la base, estando formada íntegramente por calizas tractivas parcialmente recrystalizadas y tableadas en bancos delgados, ferruginizados a techo.

En resumen, los conjuntos de parasecuencias están formados por un tramo arenoso basal y por un conjunto dolomítico tableado en la parte superior, variando la proporción de los dos términos en cada una de ellas. Sin duda, la alternancia periódica de ambos tipos de facies en la vertical es el resultado del avance y retroceso de los sistemas deposicionales durante las distintas etapas de un ciclo eustático. La alternancia de facies descrita permite reconocer dos cortejos sedimentarios que representan dos etapas diferentes en la evolución vertical de la secuencia, de forma similar a otros sectores de la plataforma analizados previamente.

El conjunto arenoso basal se relaciona con una etapa del nivel del mar bajo (Luterbacher *et al.*, 1991; Ruiz, 1996), en la cual se produce el

avance de los cinturones costeros hacia el interior de la plataforma; por el contrario, las dolomías superiores corresponden a una etapa del nivel del mar alto, en la que los medios carbonatados de plataforma proximal retrogradan hacia el margen costero. La mfs se sitúa en el contacto entre ambos tipos de facies. Por encima, da paso a un HST de naturaleza carbonatada con laminaciones de algas, niveles bioclásticos y superficies ferruginosas a techo de los bancos, cuya proporción aumenta en la parte alta del cortejo, al igual que el enrojecimiento general de las facies, mostrando una evolución completamente lógica si se tiene en cuenta que: el espacio de acomodación se reduce rápidamente (por el efecto combinado del descenso eustático y del relleno sedimentario o colmatación), la sedimentación es más discontinua (aumentan en número y amplitud los episodios de interrupción sedimentaria) y se incrementa la tendencia regresiva, alcanzando un valor máximo en la discontinuidad de techo (límite superior de la secuencia).

Por debajo de la mfs se encuentra el cuerpo de arenas mencionado, asimilable a un cortejo de bajo nivel del mar (SMW) o a un TST. A pesar de que constituyen un tramo blando frecuentemente cubierto, allí donde afloran en buenas condiciones no es fácil reconocer en ellos una superficie estratigráfica de referencia que refleje un episodio de reactivación energética mayor (*ravinement surface*) y permita diferenciar los depósitos del TST y los de la SMW. De hecho, cuando se reconoce dicha superficie, se encuentra en la base de la secuencia (Ej. SD-1.3 en Valdevacas), incorporando intraclastos removilizados de niveles dolomíticos de la secuencia previa, en virtud de lo cual, las arenas situadas por encima representarían un TST. La correlación de estos cuerpos arenosos hacia el SO (ver 6.4.5) no permite tampoco identificar de forma clara *superficies de ravinement* internas (correlacionables lateralmente entre secciones), salvo las que aparecen, una vez más, asociadas a la base de dichos cuerpos (Ej. SD-1.2 en Arcones).

Este hecho confirmado, lleva a la conclusión de que, en este sector, las arenas representan simultáneamente la SMW y el TST de una

misma secuencia deposicional: fueron aportadas al interior de la plataforma, desde el margen continental, por el avance de los cinturones de facies costeros asociado a la caída eustática, depositando una SMW de bajo nivel del mar. Sobrepasado el mínimo eustático, la tendencia cambió y el nivel del mar empezó a ascender, de manera que dio comienzo la etapa transgresiva en la que las arenas de la SMW fueron removilizadas y redepositadas tal y como hoy día se las reconoce en el registro estratigráfico. Esta segunda etapa de removilización sedimentaria es lógica dentro de una dinámica transgresiva, máxime teniendo en cuenta el escaso volumen de sedimento involucrado (se puede inferir a partir del espesor final de cada tramo de arenas: Máx. 5 m; Mín. 1,5 m) y el hecho de encontrarse sin cementar (tan sueltas entonces, como lo están hoy día).

De esta forma, mientras que el aporte de sedimento a la plataforma se produjo durante un evento concreto, el depósito final del mismo tuvo lugar en una etapa posterior, bajo un contexto sedimentario muy diferente (transgresivo), conservando las características sedimentarias (estructuras sedimentarias, fósiles, minerales autigénicos, etc.) de este último. Allí donde se reconoce una *superficie de ravinement* clara, que separe dos cuerpos terrígenos con las mismas características litológicas y diferentes patrones deposicionales, se podrán diferenciar físicamente los dos cortejos sedimentarios (SMW y TST); ello implicaría que la removilización durante la etapa transgresiva no afectó a la totalidad de la cuña de arenas (SMW).

En la SD-1.1, la mfs se puede situar en la base de un reducido banco de dolomías o bien por debajo de éste, en una posición incierta dentro del tramo cubierto que le precede (Fig. 6.47), admitiendo en este caso la posibilidad de que las dolomías puedan abarcar parte de dicho tramo; delimita un HST de espesor reducido frente al SMW/TST representado por el tramo cubierto (al menos la mitad inferior de dicho tramo es de naturaleza arenosa; ver Anexo I). En la SD-1.2, la mfs se localiza en una neta superficie de contacto entre las arenas y las dolomías, ligeramente deformada por huellas de carga; por debajo el SMW/TST, está compuesto por arenas verdes

ricas en glauconita, parcialmente cubiertas en la base, en tanto que el HST está mejor desarrollado que en la secuencia previa.

En la SD-1.3, la mfs vuelve a estar representada por una superficie planoparalela neta, resaltada por una junta de arcillas ferruginizadas delimitando un SMW/TST de reducido espesor y un HST bien desarrollado, con una brecha dolomítica a techo que resalta el límite superior (SB-1.3). Por encima, la SD-1.4 carece de facies terrígenas de SMW/TST, bien porque no hubo aportes de sedimentos procedentes del margen costero asociados a una caída eustática de 4° orden, de menor amplitud que el resto o bien porque dichos aportes fueron removilizados y redepositados en su totalidad en áreas más proximales (hacia el SO). La primera opción admite la posibilidad de que en ausencia de arenas, la etapa transgresiva de este último episodio deposicional tuviese lugar en un contexto carbonatado, como ocurre en áreas más distales de la plataforma; en este caso, la mfs estaría dentro del conjunto carbonatado. La segunda opción implica que la mfs se sitúa forzosamente en la base de la secuencia mayor, coincidiendo con el límite inferior (SB-1.3) de la misma, estando toda ella representada por un HST. En este sentido, el análisis detallado de facies permite reconocer un tramo inferior de naturaleza tractiva, bioclástica y con granoclasificación negativa, finalizando en un *hardground* muy neto (techo del tramo 58; ver detalles en Anexo I); estas facies recuerdan a las que caracterizan los cortejos transgresivos en sectores previamente analizados (ver 6.2.4.). No obstante, ambas posibilidades (mfs en la base de la secuencia, o materializada en el *hardground*) son perfectamente viables, de manera que, a falta de otras secciones con datos más precisos, la solución vendrá dada observando la correlación existente con sectores centrales de la plataforma (Sectores I y II).

La extensión de estos cortejos sedimentarios a los restantes afloramientos de la región segoviana es bastante complejo. Ello es debido al brusco cambio observado en la sucesión sedimentaria al SO del accidente tectónico de Somolinos–Grado del Pico, que como se ha

comentado anteriormente, se traduce en una reducción drástica de las facies carbonatadas, restringiéndolas a los dos conjuntos de parasecuencias superiores (SD-1.3 y SD-1.4). En la sección de Moral de Hornuez, los conjuntos de parasecuencias inferiores (SD-1.1 y SD-1.2) son completamente terrígenos sin que exista la posibilidad de secciones intermedias que ayuden a identificar como se proyecta la mfs de ambos conjuntos a través de los sedimentos terrígenos y a reconocer como es la interdigitación entre ambos tipos de facies (carbonatadas y terrígenas) dentro de cada HST. No obstante en la SD-1.2, la mfs de 4° orden se sitúa a techo de una secuencia de rango menor (5° orden; ver 6.4.5), hecho que facilita el reconocimiento de esta superficie de referencia hacia el SO, delimitando los cortejos del conjunto SD-1.2.

Así mismo, la SD-1.3, que se extiende hacia el margen costero combinando los dos tipos de facies, muestra cómo a partir de un punto determinado (Sepúlveda) el HST deja de estar compuesto exclusivamente por dolomías y pasa a tener un cuerpo de arenas en la base, quedando contenida la mfs de la secuencia entre facies terrígenas (Fig. 6.59); igualmente, a partir de la sección de Val de San Pedro, esta mfs queda contenida dentro del límite inferior (SB-1.2) de la secuencia, al haber desaparecido por *onlap* basal el correspondiente SMW/TST.

En este sentido, conviene recordar que la mfs (o la equivalente SMM de 3^{er} orden) es una superficie isócrona, que representa conceptualmente el momento de máxima retrogradación de los cinturones de facies en la plataforma, concepto que nada tiene que ver con la superficie de máxima retrogradación de las facies carbonatadas. Este instante se alcanza cuando, dentro del tramo ascendente del nivel del mar, la tasa de incremento eustático es máxima; por tanto, es una superficie que contiene una línea de tiempo, extendiéndose a lo largo de toda la plataforma, y por ende, a través de los cinturones de facies que sobre ella existen, siendo totalmente independiente del tipo de sedimentos (carbonatados, terrígenos o mixtos) que en ese instante, se estén depositando en aquellos.

Analizando globalmente los conjuntos de parasecuencias, se observa una evolución vertical de facies que muestra a menor escala, la tendencia sedimentaria de la secuencia de 3^{er} orden, si bien en esta ocasión no se reconoce de forma clara la SMM y los correspondientes cortejos sedimentarios de 3^{er} orden. A ello, contribuye sin duda, la ausencia en el dominio septentrional, de secciones con un mayor desarrollo de facies carbonatadas en los conjuntos de parasecuencias inferiores (SD-1.1 y SD-1.2), así como la abundancia de tramos cubiertos dentro de la SD-1.1 a lo largo de todo el sector, que impiden identificar la posición y naturaleza de la mfs de 4^o orden en este conjunto de parasecuencias inicial. La sección de Valdevacas de Montejo es la única que presenta un mayor contraste de facies carbonatadas y terrígenas dentro de cada conjunto de parasecuencias, sin que ninguna de las mfs de 4^o orden reconocidas muestren características diferentes al resto, que permitan definir la SMM del episodio de 3^{er} orden; ello nos lleva a suponer que dicha SMM debe encontrarse dentro del tramo cubierto de la SD-1.1 o bien, estar contenida en el límite inferior (SB-1) de la secuencia de 3^{er} orden.

Por otro lado, se advierte una pérdida de espesor progresiva de los conjuntos de parasecuencias, teniendo en cuenta que el de la SD-1.1 está condicionado por el acunamiento basal (*onlap*) de la misma con los depósitos subyacentes, aumentado lógicamente hacia el interior de la plataforma. Esta pérdida de espesor está relacionada con el carácter regresivo que adquiere el tramo final del evento eustático de 3^{er} orden una vez que, sobrepasado el máximo del mismo, el nivel del mar comienza a descender, provocando que la amplitud de los eventos menores de 4^o orden sea progresivamente menor.

Más importante resulta la evolución vertical de las facies terrígenas y dolomíticas a lo largo de los cuatro conjuntos de parasecuencias, mostrando en los tres inferiores (SD-1.1, SD-1.2 y SD-1.3), una progresiva disminución del cuerpo de arenas basal en favor del dolomítico, hasta llegar al SD-1.4, en la que las arenas han desaparecido por completo. Esta tendencia

muestra un incremento del "*grado de marinidad*" de la secuencia mayor (SD-1) hacia techo, o si se prefiere, una tendencia retrogradante general de los sistemas deposicionales en este margen costero de la plataforma, con la desaparición de las facies terrígenas y su progresiva sustitución por facies carbonatadas de plataforma proximal (mareal). Aparentemente esta evolución es contraria al carácter regresivo que toma el final del episodio deposicional de 3^{er} orden, como ha quedado puesto de manifiesto en el párrafo anterior.

6.4.5 Secuencias deposicionales de orden menor (5^o y 6^o orden)

Secuencias de 5^o orden

Dentro de cada conjunto de parasecuencias, existen uno o varios estratos limitados por rupturas sedimentarias menores que son correlacionables a lo largo de las diferentes secciones estratigráficas, siendo en general más fáciles de reconocer dentro de las facies carbonatadas que de las terrígenas. Estos conjuntos de estratos, relacionados genéticamente al estar limitados por discontinuidades estratigráficas, corresponden a secuencias deposicionales de 5^o orden o PARASECUENCIAS. Sus límites están materializados en superficies ferruginosas, estructuras de brechificación, contactos bioturbados, huellas de raíces, cambios súbitos de facies y del tamaño de las partículas, coincidiendo en algunos casos con los límites y mfs de las secuencias mayores. Internamente presentan una tendencia definida y única (carecen de superficies estratigráficas de referencia internas que impliquen cambios de tendencia sedimentaria), representada por secuencias de somerización en facies carbonatadas y de granoclasificación positiva en las terrígenas, si bien estas últimas, pueden presentar una tendencia contraria (granoclasificación negativa).

Como se vio en el Sector I (6.2.5) las parasecuencias de 5^o orden, se pueden interpretar como resultado de un evento de rápida profundización, en el que se genera un espacio

de acomodación, seguido por el relleno sedimentario del mismo; este relleno se realiza con distintos patrones sedimentarios en los diferentes sistemas deposicionales. La repetición periódica de las parasecuencias en el registro sedimentario y su ordenamiento en conjuntos de parasecuencias, nos aproxima a su naturaleza cíclica y origen eustático, en virtud del cual, la etapa transgresiva inicial y la correspondiente mfs estarían incluidas en el límite inferior de la secuencia, en tanto que toda ella se desarrollaría en un HST de 5° orden. No obstante, es lógico pensar que hacia el margen continental, las facies terrígenas, o parte de ellas, correspondan a un cortejo diferente (SMW) asociado a la caída eustática de 5° orden, pudiendo estar incluso retrabajadas durante la posterior etapa transgresiva (TST), como ocurre a la escala de 4° orden.

En áreas más externas de la plataforma, las parasecuencias que componen un conjunto de parasecuencias completo es de un número no inferior a cinco, mostrando un modelo de ordenamiento interno respecto a los cortejos sedimentarios de estas últimas, en el que las dos parasecuencias inferiores (sd-n.1 y sd-n.2; n=1 a 4) integran el TST y las tres superiores (sd-n.3, sd-n.4 y sd-n.5; n=1 a 4), el HST de 4° orden. Aunque esto suponga un adelanto de lo que será la posterior correlación secuencial de los tres sectores analizados (ver 7.3), su inclusión aquí se hace inevitable para reconocer y sobre todo, numerar correctamente, las parasecuencias presentes, ya que se observa un número inferior de éstas dentro de cada conjunto mayor, que se explica en términos de biselamiento basal (*onlap*), terminal (*toplap*) y retractorio (*offlap*), afectando al tamaño y la extensión de las parasecuencias basales y terminales; ello evitará innecesarias confusiones futuras al eliminar un posterior cambio de denominación de estas parasecuencias.

Las malas condiciones de afloramiento que en general presenta la SD-1.1, impide reconocer de forma fehaciente (como anteriormente ocurriría con la mfs de 4° orden) el número y las características internas de las parasecuencias que la componen. Tan sólo en tres secciones (Moral de

Hornuez, Castroserracín y Arcones) se identifican dos conjuntos arenosos separados por una superficie de discontinuidad, materializada por un nivel de arcillas ferruginizadas, superficie ferruginosa y horizonte erosivo respectivamente, que podrían asimilarse a dos parasecuencias internas, si bien se desconoce la relación que guardan respecto a la mfs de 4° orden.

La SD-1.2 está compuesta por tres parasecuencias internas, de las cuales la inferior se sitúa por debajo de la mfs de 4° orden (sb-2.2) y las dos restantes, por encima, definiendo respectivamente el SMW/TST y HST de la secuencia mayor; en virtud de lo anterior, corresponden a las tres parasecuencias centrales de las cinco que integran el conjunto de parasecuencias completo, pasando a denominarse respectivamente sd-2.2, sd-2.3 y sd-2.4.

El límite superior (sb-2.2/mfs 4° orden) de la sd-2.2 se materializa de forma diferente, allí donde aflora en buenas condiciones¹⁴ (Fig. 6.47): a) en Valdevacas de Montejo es un contacto litológico muy neto entre facies terrígenas y carbonatadas; b) en las secciones de Moral de Hornuez, Navares de las Cuevas, Castroserracín y El Arenal, viene representado por una superficie estratigráfica que refleja un cambio de tendencia hidrodinámica del medio, pasando de secuencias granocrecientes de contextos transgresivos a otras granodecrecientes de alto nivel marino; c) en los afloramientos suroccidentales de Arcones y Los Gallegos, viene representado por un nivel de arcillas plásticas ferruginizadas con rizolitos y, en ausencia de éstas, por superficies erosivas marcadamente incisivas sobre los depósitos de esta secuencia (Fig. 6.51). Un poco más al SO de la sección de Val de San Pedro, el sb-2.2 queda contenido en el límite inferior del conjunto de 4° orden (SB-1.1), marcando el final de la sd-2.2 sobre el margen costero.

El límite superior (sb-2.3) de la sd-2.3 viene marcado por súbitos cambios en la tendencia vertical de facies, ya sea de dolomías bioclásticas rojas a areniscas dolomíticas en Valdevacas de Montejo, o de arenas medias ferruginizadas a limos arenosos muy finos en el

¹⁴ son numerosas las secciones en las que se encuentra dentro de un tramo cubierto.

resto; en las secciones de Arcones y Matabuena está representado por superficies erosivas muy incisivas sobre los depósitos de la parasecuencia, llegando a removilizar por completo niveles de arcillas ferruginizadas con rizolitos. Al SO de Val de San Pedro, el sb-2.3 queda contenido dentro del límite superior de la secuencia de 4º orden (SB-1.2), marcando el acuñaamiento (aparentemente por *toplap*) de la parasecuencia superior (sd-2.4), de manera que sd-2.3 es la única parasecuencia de la SD-1.2 que alcanza los afloramientos más suroccidentales (Hontoria, Segovia). Por último, el límite superior (sb-2.4) de la parasecuencia sd-2.4 coincide con el límite superior (SB-1.2) del conjunto de parasecuencias.

Las tres parasecuencias (sd-2.2, sd-2.3 y sd-2.4) muestran una geometría deposicional en "cuña", con una extensión sobre el margen costero que guarda relación con la posición que ocupan dentro de los cortejos sedimentarios de la secuencia mayor que las contiene: la sd-2.2 se deposita dentro de un contexto transgresivo mayor (4º orden), de manera que es la primera en acunarse por *onlap* basal sobre los depósitos previos; la sd-2.3 es la más potente y extensiva al depositarse en el comienzo del HST, una vez superada la mfs de 4º orden; la menor extensividad de la sd-2.4 se explica por la falta de acomodación disponible (tendencia regresiva) en la parte alta del HST de 4º orden. No obstante, el acuñaamiento de la sd-2.4 pudo haberse visto acelerado en este caso por un biselamiento de naturaleza erosiva a techo, a juzgar por la estructura de *toplap* dibujada en los perfiles estratigráficos (Fig. 6.47). La desaparición hacia el margen continental (SO) de ambas parasecuencias (sd-2.2 y sd-2.4) permite explicar la ausencia de las dos parasecuencias extremas (sd-2.1 y sd-2.5) en los mismos términos de acuñaamiento costero (*onlap* y *toplap*).

La SD-1.3 está nuevamente compuesta por tres parasecuencias internas; la inferior, de naturaleza terrígena, se sitúa por debajo de la mfs de 4º orden, constituyendo el SMW/TST de la secuencia mayor; las dos restantes, de naturaleza carbonatada (y terrígena hacia el SO), componen el HST correspondiente. Igualmente representan las parasecuencias centrales del con-

junto de parasecuencias SD-1.3, pasando a denominarse sd-3.2, sd-3.3 y sd-3.4, respectivamente. El límite superior de la sd-3.2 (sb-3.2/ mfs 4º orden) es: un contacto litológico neto entre facies terrígenas y carbonatadas, en la sección de Valdevacas de Montejo y un nivel de areniscas y arenas muy ferruginizadas, en el resto de afloramientos donde está presente, quedando contenido en el límite inferior de la secuencia mayor (SB-1.2), en las proximidades de Val de San Pedro.

El límite superior (sb-3.3) de la sd-3.3 es un *hardground* ferruginizado y un nivel de dolomías lajosas, en las secciones de Valdevacas de Montejo y Urueñas, respectivamente; en el resto de los afloramientos, es un contacto litológico neto entre facies siliciclásticas (arenas y limos) y dolomíticas (parasecuencia superior sd-3.4), excepto en la sección de Lastras de Cuéllar, donde vuelve a situarse entre dolomías; en las proximidades de la sección de Hontoria queda contenido dentro del límite superior (SB-2) de la secuencia de 3º orden. Por último, el límite superior (sb-3.4) de la sd-3.4 coincide con el límite SB-1.3 del conjunto de parasecuencias hasta el área de los afloramientos de Castroserracín – Urueñas – Sepúlveda, y partir de ahí, con el SB-2 de la secuencia mayor de 3º orden.

De las tres parasecuencias, destaca la morfología de la sd-3.2 a gran escala (Fig. 6.59), mostrando una sección lenticular con base plana y techo lobulado, en la que se alcanzan unos espesores máximos de 4 m en las secciones de Tejadilla y Sepúlveda, para ir disminuyendo en ambos sentidos hasta alcanzar un valor mínimo de 1,5 m en Valdevacas de Montejo (NE) y desaparecer en las proximidades de Val de San Pedro, en el extremo opuesto. Por su parte, la sd-3.3 es de nuevo la parasecuencia más extensiva del conjunto, alcanzando la sección de Segovia (y posiblemente también, la sección de Hontoria), y la primera en la que se reconocen facies carbonatadas al NE (Valdevacas de Montejo y Urueñas) y terrígenas en el resto de afloramientos; el cambio lateral entre ambos tipos de facies tiene lugar entre las secciones de Urueñas y Sepúlveda, al SO (Fig. 6.59), y las de Moral de Hornuez y Navares de las Cuevas, al OSO; a juzgar por la proximidad entre algunas de estas

secciones (Sepúlveda–Urueñas), dicho cambio es muy rápido. Así mismo, la sd-3.4 es una parasecuencia muy extensiva, manteniendo un espesor constante en todo el área de estudio hasta alcanzar los afloramientos del área de La Higuera–Segovia, donde desaparece de forma brusca, biselada (*toplap*) por la secuencia superior. Resumiendo, las tres parasecuencias de la SD-1.3 (sd-3.2, sd-3.3 y sd-3.4) repiten la misma geometría deposicional observada en la SD-1.2, de manera que se puede llegar a inferir cual fue la suerte corrida por las parasecuencias sd-3.1 (*onlap* basal) y sd-3.5 (*toplap*); en este caso el límite superior (SB-1.3) adquiere un carácter erosivo más evidente que el observado en el SB-1.2.

La SD-1.4 sólo aflora en buenas condiciones en la sección de Valdevacas de Montejo; allí se reconocen dos parasecuencias internas de naturaleza carbonatada, limitadas por un *hardground* ferruginizado. La incertidumbre existente en la posición de la mfs de 4° orden (ver 6.4.4) no permite reconocer a qué parasecuencias corresponden, de las cinco que componen un conjunto de 4° orden completo. Su correlación hacia el SO es compleja debido a la falta de datos en la sección de Moral de Hornuez. En la sección de Urueñas, el límite inferior (SB-1.3) se encuentra muy próximo al límite SB-2 de la secuencia de 3° orden, llegando a quedar contenido en éste inmediatamente al SO (área de Sepúlveda). La ausencia de afloramientos intermedios impide conocer cómo es la relación entre ambas parasecuencias, existiendo dos opciones: a) que la parasecuencia superior sea más extensiva que la inferior, de manera que el límite entre ambas quede contenido en el límite basal SB-1.3 del conjunto de 4° orden; b) que por el contrario, la parasecuencia inferior sea la más extensiva y el límite entre ambas quede contenido en el SB-2. Ambas opciones implican *onlap* de la parasecuencia inferior o *toplap* de las dos parasecuencias con el SB-2, respectivamente. Si se analiza como han sido estas relaciones geométricas en las parasecuencias previas y se considera la naturaleza de los materiales implicados, se resuelve que la opción con más probabilidades es la segunda, ya que todos los acunamientos por *onlap* basal descritos en este sector se han realizado en presencia de fa-

cies terrígenas. Además, esta opción es acorde con la elevada continuidad y paralelismo de estratos y grupos de estratos (parasecuencias) en sucesiones carbonatadas.

Algunos de estos problemas encuentran solución al comprobar que en áreas más centrales de la plataforma (Figs. 6.32 y 6.33), las parasecuencias sd-4.1 y sd-4.5 no existen y que la sd-4.4 desaparece, lo cual es completamente normal en el contexto regresivo existente en el tramo final de la secuencia de 3° orden, próximo al SB-2. Con esta información, es lógico pensar que las parasecuencias aquí presentes se correspondan con la sd-4.2 y sd-4.3, resolviendo al mismo tiempo cual es la posición final de la mfs de 4° orden (sb-4.2). Así mismo, se obtiene una idea más aproximada acerca de cómo tiene lugar la desaparición de ambas parasecuencias en este área, teniendo en cuenta la continuidad de las mismas entre unos sectores y otros.

Secuencias de 6° orden

Dentro de los términos carbonatados de cada sección se observa aún una secuencialidad menor; las secuencias de 5° orden se dividen internamente en dos grandes conjuntos de estratos, tipo marga–dolomía (arenosa) o dolomía fina–dolomía tractiva (bioclástica), repitiendo la tendencia sedimentaria (somerización) de la parasecuencia que las contiene. Estos conjuntos de estratos son asimilables a SECUENCIAS DEPOSICIONALES DE 6° ORDEN, estando limitados por discontinuidades menores (niveles de concentración de la bioturbación, superficies ferruginosas, contactos dolomía – marga, etc.) y por los límites de 5° orden. Son resultado de un pulso eustático menor en el que, a juzgar por las facies y la tendencia sedimentaria observada, representan el máximo eustático y su tramo de descenso, mientras que el tramo previo de ascenso (o transgresivo), en el que se genera el espacio de acomodación, queda contenido en la discontinuidad basal. A su vez, dentro de estas secuencias de 6° orden, existe aún un rango de secuencias menor (7° orden), constituido por pares de estratos individuales, tipo dolomía tractiva–dolomía de algas y, marga–dolomía, en un número incierto (dentro de cada secuencia

de 6° orden) debido a las dificultades de reconocimiento y a las escasas posibilidades de correlación.

El reconocimiento de secuencias de 6° orden no ha sido posible en sucesiones terrígenas, ya que, en el caso de que existan varias, la resolución obtenida en este tipo de facies no permite identificar las discontinuidades menores que las limitan; dichas discontinuidades están relacionadas con pequeñas superficies de *removilización*, *lags* de cantos y otras estructuras internas dentro de los bancos de arena definidos que, por su abundancia y escasa importancia no fueron tenidas en la consideración suficiente durante la recogida inicial de datos.

En la sección de Valdevacas de Montejo se han reconocido secuencias de 6° orden en las parasecuencias sd-2.3, sd-2.4, sd-3.2, sd-3.3, sd-3.4 y sd-4.3. Dentro de la sd-4.2 no se ha identificado discontinuidad alguna que justifique la presencia de dos secuencias menores, lo que unido a la posición basal que ocupa dentro de la SD-1.4, lleva a suponer que la secuencia de 6° orden presente es la superior (sd-4.2.2), justificando la ausencia de la inferior (sd-4.2.1) por *onlap* basal. El mismo razonamiento es válido para explicar el escaso espesor de la sd-3.2, a pesar de que aparezca en facies terrígenas; sin embargo, el posterior incremento del espesor de esta parasecuencia al SO podría ser el resultado de la presencia de las dos secuencias de 6° orden (sd-3.2.1 y sd-3.2.2) o de la sd-3.1 removilizada y redepositada durante el episodio transgresivo de 4° orden (Fig. 6.47).

Una mención especial merecen la sd-3.4 y sus secuencias de 6° orden (sd-3.4.1 y sd-3.4.2), que se extienden por todo el área de estudio en facies carbonatadas, manteniendo invariable el espesor de las mismas, hasta alcanzar los afloramientos de La Higuera - Segovia, donde bruscamente desaparecen. Si tenemos en cuenta el patrón de extensión¹⁵ observado en las secuencias de mayor rango, la única posibilidad de explicar geoméricamente dicha desaparición, es

mediante el biselamiento de ambas secuencias por el límite superior (SB-2) de la secuencia de 3^{er} orden, confirmando a escala detallada la estructura de *toplap* asociada a dicho límite, vislumbrada con anterioridad al describir las secuencias de 4° y 5° orden.

6.46 Síntesis y discusión

Durante el Cretácico Superior, el área actualmente ocupada por el Sistema Central y sus márgenes septentrional y meridional, constituía parte del borde costero del Surco Ibérico hacia el Macizo Hespérico (Alonso, 1981); un margen que aportaba sedimentos terrígenos a la Cuenca Ibérica. En el Cretácico de la región de Segovia, los materiales del episodio sedimentario del Turoniense Superior (secuencia de 3^{er} orden) están formados por una sucesión de arenas y dolomías tableadas que muestran la terminación, hacia el margen continental, de la plataforma carbonatada desarrollada en áreas centrales del Surco Ibérico (Ej. Sectores I y II). Desde un punto de vista litoestratigráfico, aquí el Turoniense Superior está representado parcialmente en las Fms. Arenas y arcillas de Segovia y Dolomías tableadas de Caballar. Para su estudio se han levantado 32 secciones estratigráficas de elevado detalle (escala centimétrica) repartidas en todos los afloramientos cretácicos de la región, que han permitido construir un perfil estratigráfico perpendicular al eje mayor de la cuenca (Fig. 6.47), reconstruyendo su arquitectura estratigráfica hacia el margen costero, con un modelo deposicional complejo compuesto por varios rangos de secuencias deposicionales superpuestos.

Dado su carácter marginal, se pueden describir dos sucesiones estratigráficas tipo: a) una sucesión de naturaleza predominantemente carbonatada, con tramos sin dolomitizar, y varios bancos de arenas cuyo espesor y proporción disminuyen a techo (Fig. 6.47.a); los tramos carbonatados presentan laminaciones de algas, bioturbación, niveles bioclásticos y

¹⁵ dentro de un determinado rango de secuencias, su extensión está en relación inversa con la posición que ocupan en la secuencia mayor que las contiene, debido a la menor amplitud de los pulsos eustáticos que las generan, una vez iniciada la etapa de descenso eustático (regresiva) del episodio de mayor rango, que culmina en su discontinuidad de techo.

discontinuidades sedimentarias importantes, destacando por presentar una estratificación muy homogénea que recuerda el carácter uniforme y rítmico del Turoniense Superior en el toda la Cordillera Ibérica; y b) una sucesión de naturaleza siliciclástica fundamentalmente (Fig. 6.47.b), compuesta por una alternancia de arenas blancas de grano medio, limos arenosos caoliníferos y arcillas ocre y rojas con rizolitos, mostrando superficies de erosión muy incisivas y niveles de reactivación sedimentaria internos; dan paso a un tramo final de dolomías tableadas rojas, ocasionalmente arenosas, cuyo espesor decrece gradualmente hacia el SO hasta desaparecer.

La primera de estas sucesiones, más externa o marina, es válida para los afloramientos nororientales, estando representada físicamente en la sección de Valdevacas de Montejo; la segunda, más somera o proximal, es extensible al resto del sector, mostrando en general unas peores condiciones de afloramiento que las disfrutadas en otros sectores ya descritos, con un alto porcentaje de tramos cubiertos dada su naturaleza terrígena. Ambas sucesiones están separadas de forma brusca por la prolongación hacia el norte de la *Falla de Somolinos-Grado del Pico*, en la que se reconoce una etapa de funcionamiento durante el Mesozoico, controlando de manera episódica la configuración del margen de cuenca (Segura, 1982); y otra posterior durante la orogenia alpina.

El acusado contraste de facies que se observa actualmente entre las sucesiones sedimentarias a ambos lados de este accidente tectónico no puede explicarse solamente por la existencia de diferentes sistemas deposicionales en el margen de plataforma (agrupados en dos grandes conjuntos: siliciclásticos y carbonatados), con patrones de relleno sedimentario también diferentes; hay que añadir el efecto de un desgarre dextral alpino¹⁶ que produjo un desplazamiento del bloque septentrional de unos 8 km hacia el SE, observable a partir de los afloramientos del Lías a ambos lados de la falla en la Hoja 433 del Mapa Geológico de Atienza (Bascones *et al.*, 1978); en el área que nos ocupa, dicho desgarre significó la desconexión de los afloramientos triásicos y jurásicos (Lías) de la Sierra de Pradales

(Fig. 6.44) y la presencia de sucesiones sedimentarias del Cretácico Superior de áreas más internas de plataforma inmediatamente al N de la fractura.

Las sucesiones descritas muestran la evolución de ambientes litorales siliciclásticos con desarrollo de sistemas fluviales (predominantemente hacia el SO) y costeros (dominio central), afectados por episodios marinos de removilización (tormentas, oleaje, mareas), hacia ambientes mareales de plataforma carbonatada muy somera en la parte superior; a gran escala, dicha evolución se inscribe en un contexto retrogradante que continua en los materiales superiores (Fms. Caballar y Castrojimeno).

Dado el escaso contenido en fósiles con valor bioestratigráfico de los materiales estudiados, la edad de los mismos se establece en base a los datos de autores previos en unidades adyacentes más fosilíferas, así como con los ejemplares de ammonites y rudistas recogidos en el estratotipo de la Fm. Castrojimeno. Alonso (1981) describe en el miembro carbonatado de la Fm. Castro de Fuentidueña (actualmente Fm. Picofrentes) una asociación de ammonites, en la que reconoce las biozonas V y VI de Wiedmann, datándolas como Turoniense Medio y probablemente Superior; actualmente dichas biozonas quedan reposicionadas en la parte alta del Turoniense inferior (Segura *et al.*, 1993a). Así mismo, la fauna de rudistas encontrados en la Fm. Castrojimeno es característica del Coniaciense, en línea con la presencia de *H. celtiberica* WIEDMANN, que se asocia a la base del Coniaciense Superior.

A la vista de estos datos, el intervalo estratigráfico estudiado, situado entre la Fm. Picofrentes (Turoniense inferior) y la Fm. Castrojimeno (Coniaciense Superior), corresponde a un Turoniense Superior en sentido amplio, sin descartar un Coniaciense Inferior para la parte superior, habida cuenta de la escasa amplitud temporal que tiene el Coniaciense Medio en las últimas escalas cronoestratigráficas (Händerbol *et al.*, 1998).

¹⁶ en la región de Baidés, afecta a los materiales paleógenos del tránsito Cretácico-Terciario.

Desde el planteamiento de la estratigrafía secuencial, los materiales de este episodio sedimentario representan una secuencia deposicional de 3^{er} orden (SD-1), mostrando un patrón de apilamiento interno complejo, en el que se reconocen varios rangos de secuencias menores (4^o, 5^o y 6^o orden). El límite inferior (SB-1) viene definido por una discontinuidad sedimentaria mayor, relacionada con un importante desplazamiento lateral de los cinturones de facies. En los afloramientos de la mitad septentrional del área de estudio, se localiza en el contacto entre las Fms. Picofrentes (o Fm. Castro de Fuentidueña hacia el SO) y Segovia; en el resto de afloramientos de la región central y suroccidental, se localiza dentro de la Fm. Segovia, estando materializado por estructuras y facies que reflejan una parada sedimentaria significativa (encostramientos ferruginosos, silcretas, superficies erosivas, arcillas con rizolitos y grietas de desecación, etc.). Está asociado a una importante caída eustática que genera una interrupción de los procesos sedimentarios, con desarrollo de costras lateríticas, colonización vegetal en condiciones subaéreas, etc., que señalan una continentalización en el SO y un significativo desplazamiento de los cinturones costeros siliciclásticos (Fm. Segovia) hacia la cuenca, depositándose directamente sobre facies más marinas de plataforma abierta (Fm. Picofrentes) en el extremo nororiental.

El límite superior (SB-2) se revela como un episodio de interrupción sedimentaria significativo, con intensos procesos de oxidación y ferruginización de los sedimentos, en condiciones muy someras o subaéreas. Se localiza a techo del banco de dolomías tableadas y/o areniscas dolomíticas rojas situado en la base de la Fm. Caballar. Hacia el NE, dicho límite coincide con el contacto entre las Fms. Caballar y Castrojimeno, mientras que hacia el SO se sitúa dentro de una sucesión terrígena, a techo de un pequeño conjunto de dolomías tableadas que se van acuñando hasta quedar reducido a un único banco dolomítico en la sección de Segovia, desapareciendo a renglón seguido. Los materiales situados por encima representan la siguiente secuencia deposicional de 3^{er} orden

(Coniaciense-Santoniense), en la cual los depósitos terrígenos asociados a la caída eustática que separa ambos episodios se restringen al dominio meridional (Mb. Hontoria; Alonso, 1981), mostrando en conjunto un desplazamiento general de los cinturones de facies hacia el margen de cuenca (retrogradación), que permite la llegada de facies de plataforma abierta con ammonites al dominio septentrional, continuando de esta forma la tendencia transgresiva general iniciada en la secuencia turoniense (SD-1).

Aunque ambos límites (SB-1 y SB-2) son resultado de una importante caída del nivel del mar, que interrumpe los procesos sedimentarios, la relacionada con SB-1 es más acusada. Implica una sustancial progradación de los cinturones de facies costeras y, por tanto, el avance de cuñas siliciclásticas hacia el interior de la cuenca. El desplazamiento de los cinturones de facies asociado a SB-2 es mucho menor: las arenas costeras quedan restringidas al dominio meridional, mientras que en el centro-septentrional, el desplazamiento de los cinturones de facies es retrogradante, tal y como refleja la presencia de facies de plataforma abierta con faunas de ammonites; allí donde el contraste de facies entre las dos secuencias es mínimo (dominio central), existen dificultades de reconocimiento de SB-2.

La secuencia de 3^{er} orden muestra una arquitectura estratigráfica en forma de "cuña", con un reducción progresiva de espesor hacia el SO, desapareciendo antes de llegar a la sección de Ituerto y Lama (Fig. 6.47); en su lugar se desarrolla una costra laterítica de espesor métrico situada dentro del Mb Hontoria, equivalente litoestratigráfico de las Arenas de Segovia.

Esta geometría deposicional se reproduce de forma individual en los cuatro conjuntos de parasecuencias de 4^o orden (SD-1.1, SD-1.2, SD-1.3 y SD-1.4, respectivamente) que componen la SD-1, mostrando una reducción de espesor hacia techo. Está provocada por acuñamiento basal (*onlap*) y acelerada por biselamiento terminal (*toplap*) de la secuencia superior. Sus límites son discontinuidades menores, estando materializados por estructuras que reflejan un

episodio de interrupción sedimentaria importante (costras ferruginosas, colonización vegetal, procesos edáficos), o por un cambio de facies brusco que implica un desplazamiento menor de los cinturones de facies. La amplitud temporal de estos límites aumenta progresivamente hacia el SO, a medida que tiene lugar el acuñamiento de cada conjunto de parasecuencias.

La SD-1.1 aflora en el dominio septentrional y parte del dominio central, descansa sobre los materiales de una o dos secuencias de 3^{er} orden precedentes y desaparece antes de alcanzar los afloramientos de Val de San Pedro y Torreiglesias. Las SD-1.2 y SD-1.3 son, por este orden, las secuencias más extensivas, alcanzando ambas el dominio meridional (secciones de Segovia y Hontoria). En cuanto a la SD-1.4 se restringe al dominio septentrional (Valdevacas de Montejo, Moral de Hornuez, Urueñas), pudiendo estar presente de forma testimonial en los afloramientos de Castroserracín y Sepúlveda.

Debido a su naturaleza más carbonatada, únicamente la sección de Valdevacas de Montejo permite reconocer una distribución vertical de facies que se repite en cada conjunto de parasecuencias y permite establecer diferentes etapas sedimentarias dentro de cada una. El carácter predominantemente terrígeno del resto de las secciones, impide reconocer esta distribución de facies. Cada conjunto de parasecuencias está formado por un tramo arenoso basal y por un conjunto dolomítico tableado en la parte superior, con una proporción decreciente de los primeros y creciente de los segundos, a lo largo de los tres primeros conjuntos de parasecuencias (SD-1.1, SD-1.2 y SD-1.3). La SD-1.4 carece de facies terrígenas basales, estando íntegramente constituida por dolomías y calizas parcialmente recrystalizadas. La alternancia periódica de facies terrígenas y carbonatadas es resultado del avance y retroceso de los sistemas deposicionales durante las distintas etapas (cortejos sedimentarios) de un ciclo eustático completo.

Así, el cuerpo de arenas basal se relaciona con una etapa del nivel del mar bajo (Luterbacher et al., 1991; Ruiz, 1996), en la cual se produce el avance de los cinturones de facies costeros hacia el interior de la plataforma, depositando

una cuña de arenas terrígenas (SMW); por el contrario, las dolomías superiores corresponden a una etapa del nivel del mar alto (HST), en la que los medios carbonatados de plataforma retrogradan hacia el margen costero. La mfs se sitúa en el contacto entre ambos tipos de facies, de manera que falta por conocer cómo está representado el episodio transgresivo (TST). La presencia de superficies de reactivación energética (que reflejan el comienzo de la etapa transgresiva, de elevado régimen hidráulico; *ravinement surfaces*) en la base de los cuerpos de arena, y no dentro de ellas, lleva a la conclusión de que estas arenas basales representan simultáneamente la SMW y el TST de un mismo conjunto de 4^o orden; fueron aportadas al interior de la plataforma desde el margen continental, debido al avance de los cinturones costeros asociado a la caída eustática, depositando una SMW de bajo nivel del mar, siendo posteriormente removilizadas y redepositadas durante la subsiguiente etapa transgresiva, de mayor régimen hidráulico. Esta segunda etapa de removilización sedimentaria es consecuente con el escaso volumen de sedimento que estas cuñas representaban y con el hecho de encontrarse sin cementar.

De esta forma, el aporte de sedimento a la plataforma se produjo durante una etapa inicial y el depósito final, durante otra etapa desconectada de la primera y, en un contexto sedimentario muy diferente (transgresivo), conservando las características sedimentarias de éste último. Este hecho viene a rebatir la idea de que cada estrato es resultado de un único evento deposicional y que sus facies reflejan las características de éste; en realidad puede ser resultado de varios eventos deposicionales diferentes, producidos en ambientes y contextos sedimentarios también diferentes, de manera que, sus facies mostrarán las características de estos últimos.

La extensión de los cortejos sedimentarios de 4^o orden reconocidos en Valdevacas de Montejo al resto de los afloramientos, resulta bastante compleja debido a la dificultad de reconocer superficies estratigráficas de referencia (mfs) dentro de sucesiones terrígenas; no obstante, en este caso los cortejos están formados por parasecuencias de menor rango (5^o orden),

de manera que la mfs coincide con el límite superior de una de ellas, facilitando la correlación de los mismos hacia el SO. A pesar de ello, cuando las condiciones de afloramiento son muy deficientes, tal y como ocurre en la SD-1.1, nada se puede hacer.

En la SD-1.3, que se extiende hacia el margen costero combinando las dos facies, se observa el paso de un HST carbonatado a mixto, con arenas en la parte inferior y dolomías en la superior, quedando la mfs de la secuencia contenida entre facies terrígenas; más hacia el SO (Val de San Pedro–La Higuera II se observa cómo la mfs queda contenida dentro del límite inferior SB-1.2 del conjunto de 4º orden, al haber desaparecido por *onlap* basal el correspondiente TST. Esta estructura nos recuerda el carácter isócrono de la mfs, que conceptualmente representa el momento de máxima retrogradación de los cinturones de facies en la plataforma; ese momento se alcanza cuando la tasa de incremento eustático es máxima, con total independencia del tipo de facies que en ese instante se estén depositando a lo largo de la plataforma. Por tanto, no guarda relación alguna con la superficie de máxima retrogradación de las facies carbonatadas (aunque momentáneamente coincidan en algunas secciones).

A menor escala, la distribución de facies observada en los conjuntos de parasecuencias, muestra globalmente la evolución sedimentaria de la secuencia de 3º orden, si bien no permite diferenciar de forma clara su SMM y cortejos sedimentarios de 3º orden. Por un lado se observa una pérdida de espesor creciente a techo de las secuencias de 4º orden, que está relacionada con el carácter regresivo que adquiere el tramo final del evento de 3º orden una vez que, sobrepasado el máximo eustático del mismo, el nivel del mar comienza a descender. Así mismo, se reconoce una progresiva disminución del cuerpo de arenas basal en favor del dolomítico, hasta llegar a la SD-1.4 en la que ya han desaparecido por completo. Esta tendencia muestra un incremento del “grado de marinidad” de la secuencia mayor hacia techo, o si se prefiere, una tendencia retrogradante general de los sistemas deposicionales. Aparentemente esta evolución es contraria al carácter regresivo que toma el

final del episodio deposicional de 3º orden (como muestra la pérdida progresiva de espesor de los conjuntos de parasecuencias), de no ser porque escapa a los límites de esta secuencia de 3º orden y continúa en la siguiente secuencia deposicional (Coniaciense-Santonense), mediante la presencia de facies de plataforma abierta (Mb. Linares de la Fm. Castrojimeno) en el dominio centro-nororiental y una escas progradación de los cinturones costeros siliciclásticos (Mb. Hontoria) en el extremo meridional. Representa una etapa transgresiva de rango mayor, desarrollada a partir de la importante caída eustática asociada al SB-1, que engloba varios episodios deposicionales de 3º orden.

La ausencia de facies terrígenas en la SD-1.4 puede ser debida a una falta de aportes siliciclásticos procedentes del margen costero o a que éstos se depositaran finalmente (durante la etapa transgresiva) en áreas más proximales (hacia el SO), sin que se puedan reconocer actualmente debido a la estructura de *toplap* asociada al límite SB-2; en ambos casos, la caída eustática a la que se asocian tuvo que ser de menor amplitud que las anteriores.

Dentro de cada conjunto de parasecuencias se reconocen varias parasecuencias de 5º orden, cuyos límites son superficies de discontinuidad menor, coincidiendo en algunos casos, con los límites y mfs de las secuencias mayores. Se interpretan como el resultado de un evento eustático de rápida profundización, en el que se genera un espacio de acomodación, seguido por el relleno sedimentario del mismo; la etapa transgresiva inicial y la correspondiente mfs estarían incluidas en el límite inferior de la secuencia y toda ella se desarrollaría en un HST de 5º orden. No obstante, no se puede descartar la presencia de un SMW de 5º orden hacia el margen continental dentro de las sucesiones terrígenas allí aflorantes, pudiendo estar retrabajadas durante la posterior etapa transgresiva (TST), como ya se ha visto anteriormente.

El número de parasecuencias dentro de cada conjunto mayor es muy variable, debido a la disminución de espacio de acomodación

existente hacia el margen costero, que provoca el acuñamiento basal (*onlap*) de las parasecuencias iniciales y el biselamiento terminal (*toplap*) de las parasecuencias superiores de cada episodio de 4º orden. Estos procesos, que tienen lugar durante el episodio deposicional o bien durante la interrupción sedimentaria subsiguiente, controlan la extensión de cada parasecuencia en el área de estudio.

Conviene resaltar que las relaciones geométricas descritas (*onlap* y *toplap*) se definieron en estratigrafía sísmica con un significado concreto, que no tiene porque coincidir con el que adquieren en geología de superficie, donde la capacidad de resolución estratigráfica es netamente superior. Así ocurre con las estructuras de *toplap* asociadas a los límites SB-1.2 y SB-2 de las secuencias de 3º y 4º orden analizadas. En este caso, dichas estructuras están sin duda relacionadas con una ligera truncación erosiva de los depósitos más someros (marginales) de la secuencia previa. La existencia de procesos erosivos es bastante común en márgenes costeros, estando frecuentemente asociados a eventos de caída eustática, debido a la redistribución (removilización) de sedimentos que ésta genera, en busca de nuevo espacio para acomodarlos. Durante la parada sedimentaria, un pequeño movimiento tectónico por una fractura local, o simplemente una subsidencia diferencial (por carga sedimentaria y compactación) en sentido proximal-distal, justificarían, una vez reanudada la sedimentación, la falta de paralelismo entre las capas inferiores y las superiores a la superficie de biselamiento. Por esta razón, la existencia de *toplap* asociadas a límites de secuencia realzan la importancia de dicho límite. Hacia el interior de la plataforma, este tipo de relaciones tiende a desaparecer.

Dentro de cada conjunto de parasecuencias, la relación existente de éstas con la mfs de 4º orden (tal y como se vio en otros sectores más internos de la plataforma, ya analizados), ha permitido reconocer cuales son las parasecuencias presentes y cuales las ausentes, estas últimas contenidas en los límites de 4º orden de la secuencia mayor. Así, de las cinco parasecuencias que definen un conjunto completo, SD-1.2 y SD-1.3 están formadas en cada

caso por las tres parasecuencias centrales: sd-2.2, sd-2.3, sd-2.4 y sd-3.2, sd-3.3, sd-3.4, respectivamente; por su parte, la SD-1.4, por las parasecuencias sd-4.2 y sd-4.3. Finalmente, las malas condiciones de afloramiento de la SD-1.1 permiten identificar dos posibles parasecuencias, pero sin conocer de forma clara de cuales se trata.

De todas ellas, destacan las parasecuencias sd-3.2, sd-3.3 y sd-2.3, ésta última por ser la más extensiva del episodio deposicional, alcanzando los afloramientos más suroccidentales de Segovia y Hontoria, mientras que la sd-3.3 por la presencia de facies mixtas terrígeno carbonatads en cambio lateral de facies. La parasecuencia sd-3.2 destaca por su morfología lenticular, de base plana y techo lobulado, con un espesor máximo de 4 m en el área central (Tejadilla – Sepúlveda) que se reduce progresivamente, alcanzando un valor mínimo de 1,5 m al NE (Valdevacas de Montejo) y desapareciendo al SO (Val de San Pedro). Si se tiene en cuenta el contexto sedimentario en el que se ha generado, se interpreta como una gran barra arenosa (megaduna) adosada al margen costero durante la etapa transgresiva del 3º episodio deposicional de 4º orden, edificada con las arenas asociadas a la caída eustática de la base. Al observar en detalle la estructura interna de la barra, se reconocen dos cuerpos de arena separados por una discontinuidad sedimentaria (secciones de Tejadilla y Hontoria), deduciéndose que la megaestructura se formó en dos etapas diferentes. Este hecho plantea una idea importante: el cuerpo de arenas inferior puede corresponder a la primera parasecuencia sd-3.1 (o a parte de ella) del conjunto SD-1.3, en facies exclusivamente terrígenas, removilizadas y reposicionadas durante el episodio transgresivo mayor (4º orden); de esta forma, ambas parasecuencias (sd-3.1 y sd-3.2) constituirían en conjunto la SMW/TST de la secuencia de 4º orden, de lo que se deduce que en el margen costero, las arenas que definen las parasecuencias, representan SMW de 5º orden asociadas a la caída del nivel del mar de la base del evento eustático menor, de manera que en estos escenarios de la plataforma, hay parasecuencias exclusivamente formadas por cortejos de bajo nivel.

De esta forma, se encuentra una explicación lógica al repentino cambio de facies observado en la siguiente parasecuencia (sd-3.3): las arenas y dolomías de esta parasecuencia se habrían formado en dos etapas diferentes del episodio de 5° orden, perteneciendo por tanto a dos cortejos también diferentes; las arenas representarían la SMW asociada a la caída eustática de la base del episodio, siendo posteriormente retrabajadas durante la etapa transgresiva; por su parte, las dolomías representan el HST de 5° orden correspondiente, de manera que, la mfs que separa ambos cortejos es una superficie neta que pasa de estar en la base de la parasecuencia, cuando ésta se encuentra en facies dolomíticas, a estar en el techo de la misma, cuando aparece en facies terrígenas.

Surge un modelo deposicional coherente, que integra la distribución vertical de facies en los conjuntos de parasecuencias, con su distribución espacial a lo largo del margen de plataforma (en sentido proximal-distal) a escala de 5° orden. Dentro de un conjunto de parasecuencias, las facies arenosas se entienden en términos de SMW/TST de secuencias menores de 5° orden, pudiendo por ello aparecer igualmente en el SMW/TST o HST de 4° orden, aunque lógicamente van a ser más frecuentes en el primero de ellos, asociadas a la caída eustática de mayor rango (4° orden). Las que aparecen dentro del HST de 4° orden (Ej. sd-3.3), van a ocupar posiciones más proximales respecto a las anteriores, pudiendo incluso faltar (Ej. sd-3.4), debido a la menor amplitud de las caídas del nivel del mar de 5° orden dentro del contexto de alto nivel del mar que impone el episodio eustático mayor (4° orden).

Dentro de los términos carbonatados de cada sección es posible reconocer varios rangos de secuencias menores. Las parasecuencias o secuencias de 5° orden se dividen internamente en dos secuencias de 6° orden, constituidas por conjuntos de estratos, tipo marga – dolomía (arenosa) o dolomía fina – dolomía tractiva

(bioclástica), limitados por discontinuidades menores (niveles de concentración de la bioturbación, superficies ferruginosas, contactos dolomía – marga, etc.) y por los límites de 5° orden. Repiten la tendencia sedimentaria (somerización) de la parasecuencia que las contiene, suponiéndoles un origen eustático (pauta de repetición cíclica dentro de cada parasecuencia) en el que, a juzgar por las facies y la tendencia sedimentaria observada, representan parte del mismo (máximo eustático y tramo de descenso).

El reconocimiento de secuencias de 6° orden en sucesiones terrígenas no es posible, bien porque realmente no exista nada más que la que representa la SMW de 5° orden de la parasecuencia que las contiene, o porque la resolución obtenida en este tipo de facies no permite identificar las discontinuidades menores que las limitan. Dichas discontinuidades estarían relacionadas con pequeñas superficies de removilización, *lags* de cantos y otras estructuras internas existentes dentro de los bancos de arena definidos que, por su abundancia y escasa importancia, no fueron tenidas en la consideración suficiente durante la recogida inicial de datos. No obstante, de existir estas secuencias de 6° orden en las facies terrígenas de una parasecuencia, no serían correlacionables con las secuencias de 6° orden reconocidas en los términos carbonatados de la misma, ya que se encuentran en cortejos de 5° orden diferentes y por lo tanto, formadas en diferentes etapas del episodio eustático mayor.

Por último, aún es posible reconocer un rango menor de secuencias dentro de las de 6° orden, formadas por pares de estratos individuales, cuyo origen autocíclico o alocíclico (eustático) se desconoce debido a sus dificultades de reconocimiento (requieren un detalle de observación muy elevado), a la reducida extensión de los afloramientos (tramos carbonatados) y las escasas posibilidades de correlación.

CAPÍTULO 7

Análisis Secuencial

7.1 Modelo de apilamiento deposicional

7.1.1 Límites de secuencias

7.1.2 Cortejos sedimentarios en los diferentes rangos de secuencias

7.2 La secuencia de 3^{er} orden en relación con ciclos deposicionales de 2^o orden

En el capítulo 6 se recoge el análisis estratigráfico de los tres sectores del Surco Ibérico que durante el Turoniense Superior, representaron las áreas más internas de esta cuenca y de su margen costero (que aportaba materiales siliciclásticos al sistema). En base a los datos aportados, el presente capítulo establece una correlación global de aquéllos en el que se reconstruye la arquitectura deposicional del episodio sedimentario estudiado (Turoniense Superior–Coniaciense Inferior), desde las zonas internas distales de la plataforma carbonatada hacia el margen costero; de esta forma, se obtiene un modelo global de apilamiento sedimentario que muestra las pautas de los ritmos deposicionales en toda la plataforma, facilitando un posterior análisis cicloestratigráfico.

El Turoniense Superior–Coniaciense Inferior está formado por sucesiones carbonatadas homogéneamente estratificadas en áreas de plataforma y por sucesiones mixtas hacia el margen costero constituidas por arenas y dolomías tableadas, que reproducen igualmente en sus términos carbonatados el carácter homogéneo y rítmico de la estratificación, propio de este conjunto sedimentario en toda la Cordillera Ibérica, con independencia de las unidades litoestratigráficas consideradas.

Desde un punto de vista genético, representan una secuencia deposicional de 3^{er} orden (SD-1), que muestra una evolución sedimentaria interna, en la que se reconocen las diferentes etapas evolutivas de un episodio deposicional de origen eustático, así como un patrón de apilamiento sedimentario complejo, con varios rangos superpuestos de secuencias menores. La existencia de esta secuencia deposicional ha sido resaltada por autores anteriores; estos materiales fueron interpretados inicialmente por Floquet (1991) como los términos finales de una “Unidad Tecto–Biosedimentaria” (2^a U.T.B.S.), asimilable a un gran ciclo de profundización por subsidencia tectónica y posterior relleno biosedimentario, dentro del cual reconoce varias mesosecuencias, de igual origen, sin llegar a correlacionarlas de unos afloramientos a otros. Posteriormente, Alonso *et al.*, (1993) interpretan del mismo modo los materiales estudiados dentro de la última secuencia deposicional (DS 7) de un ciclo de 2^o orden de edad Cenomaniense–

Coniaciense basal, aunque no precisan los límites de dicha secuencia. Así mismo, Gräfe (1994), reinterpretando los datos de Floquet (1991), define una secuencia de 3^{er} orden (UC 8/9) de edad Turoniense Superior–Coniaciense basal, coincidiendo con los autores anteriores en su localización al final de un ciclo de 2^o orden, si bien discrepa en la posición de sus límites.

Por su parte, Segura *et al.* (1996), Gil & García (1996) y García-Hidalgo *et al.* (1997), interpretan el intervalo estratigráfico estudiado, en éstas y otras áreas de la Cuenca Ibérica, como la primera secuencia deposicional de 3^{er} orden de un ciclo de 2^o orden de edad Turoniense Superior–Campaniense, correlacionándola con el episodio UZA-3.1 (Turoniense Superior–Coniaciense basal) de la carta eustática de Haq *et al.* (1988). Recientemente, Floquet (1998), reinterpreta sus anteriores U.T.B.S. como ciclos transgresivo–regresivos de 2^o orden y asimila estos materiales a la última secuencia deposicional (DC 7) de uno de estos ciclos mayores; no obstante, no precisa de forma clara los límites de esta secuencia deposicional. En síntesis, se observa que, si bien se asume de forma generalizada la existencia de una secuencia deposicional de 3^{er} orden en el intervalo estratigráfico estudiado, existe una indeterminación de sus límites, que conduce a discrepancias en cuanto a la posición de la secuencia dentro de los ciclos transgresivo–regresivos de 2^o orden del Cretácico Superior. A continuación, a partir de los datos recogidos en el Capítulo 6 se realiza una descripción detallada de la naturaleza de ambos límites, fijando la posición de los mismos en los tres sectores estudiados de la plataforma.

7.1 Modelo de apilamiento deposicional

7.1.1 Límites de secuencias

La secuencia de 3^{er} orden está limitada por dos importantes discontinuidades estratigráficas, cuya expresión física varía desde las zonas internas de la plataforma hacia el margen continental, donde presentan una expresión más clara. Estas discontinuidades son identificables por: la combinación del tipo de estructuras y procesos

asociados a la interrupción sedimentaria (estructuras de emersión, procesos de diagénesis temprana); las relaciones geométricas (*onlap*, *toplap*) que presentan con respecto a las secuencias adyacentes (Fig. 7.1); y por cambios en la evolución vertical de las facies, que reflejan rupturas significativas en la tendencia sedimentaria general; estas dos últimas características son las que permiten jerarquizar las discontinuidades y establecer la importancia de los límites de secuencia. Dentro de la SD-1 se reconocen otras discontinuidades de menor rango, que si bien exhiben el mismo tipo de estructuras y procesos asociados a una interrupción sedimentaria, reflejan rupturas menores en la evolución vertical de las facies; dichas discontinuidades permiten definir secuencias menores de alta frecuencia (4°, 5° y 6° orden).

La discontinuidad que representa el límite inferior de la secuencia (SB-1) está caracterizada por la presencia de costras lateríticas (Ej. El Arenal), estructuras de erosión y removilización (Ej. Segovia), huellas de raíces (Ej. Arcones), procesos de recristalización que afectan a depósitos previos (Ej. Valdevacas de Montejo, Humada-La Riba de Valdelucio) y otras estructuras que reflejan una etapa de interrupción sedimentaria y exposición subaérea, tanto más frecuentes cuanto más próximas al margen de la plataforma; también está caracterizada, por un importante desplazamiento de los cinturones de facies siliciclásticas hacia la cuenca, que conduce a la presencia de depósitos terrígenos costeros sobre facies marinas de plataforma abierta (Sector III), alcanzando posiciones distales de plataforma interna (Sector II). Allí donde no se depositaron estas cuñas de arena, la discontinuidad se reconoce fácilmente por una importante ruptura en la evolución vertical de las facies, que pone fin a la tendencia emergente o regresiva del conjunto sedimentario inferior, y da paso a un cambio de tendencia como consecuencia de una brusca retrogradación de los cinturones de facies (Sector I) en sentido contrario (hacia el margen costero), en relación con el ascenso eustático de esta secuencia deposicional (SD-1).

El límite superior (SB-2) constituye una nueva discontinuidad estratigráfica, con procesos de dolomitización, brechificación, ferruginización y, en menor medida, de

carstificación asociados, que reflejan episodios de interrupción sedimentaria y de emersión no generalizada del margen costero y de diversas áreas de plataforma interna (Sectores I y III); por encima, las superficies de exposición subaérea y los procesos de diagénesis temprana desaparecen del registro estratigráfico. Este límite representa una segunda ruptura mayor en la evolución vertical de las facies, pero de diferente signo y amplitud según las zonas: muestra un pequeño avance de los sistemas costeros siliciclásticos, que quedan restringidos al dominio más meridional (proximal) del margen costero de la plataforma (área de Hontoria a Caballar; Sector III); en la zona intermedia muestra un escaso contraste de facies a uno y otro lado de la discontinuidad (área de Caballar a Sepúlveda; sector III); en el resto del área de estudio (dominio septentrional del Sector III y, sectores I y II), se observa una retrogradación generalizada de los sistemas deposicionales que permite la llegada de facies de plataforma abierta, con faunas de ammonoideos hasta la región de Sepúlveda (Fig. 7.1).

Ambos límites reflejan dos superficies de discontinuidad mayor que delimitan diferentes etapas en el desarrollo de la plataforma carbonatada. A escala regional manifiestan importantes relaciones geométricas con los materiales de las secuencias anteriores y posteriores: la SB-1 muestra una relación de *toplap* sobre materiales de, al menos, dos secuencias previas de 3^{er} orden; así mismo, la SB-2 define otra relación de *toplap* sobre los materiales de su propia secuencia. Estas discontinuidades mayores son el resultado de importantes caídas del nivel del mar, que interrumpen los procesos sedimentarios a lo largo de la plataforma, llegando a exponerla parcialmente, al tiempo que provocan un desplazamiento lateral de los cinturones de facies.

Sin embargo, aunque tengan un origen común, la magnitud del descenso eustático ha sido desigual. En el caso de la discontinuidad basal (SB-1), se interpreta que la amplitud de la caída del nivel del mar fue mayor, a juzgar por la acusada progradación de los sistemas costeros siliciclásticos hacia el interior de la plataforma, depositando cuñas terrígenas sobre materiales de plataforma abierta (dominio septentrional del

Sector III) que alcanzan áreas muy distales (Sector II; si bien en este caso, la presencia de la cuña de arenas guarda relación con la proximidad del borde continental asturiano del Macizo Hespérico), así como por la importante ruptura en la evolución vertical de facies en las restantes áreas (Sector I), que implican un cambio de tendencia sedimentaria. Debido a estas características y a la presencia de estructuras y procesos que reflejan una parada sedimentaria y/o emergencia (encostramientos ferruginosos, huellas de raíces, estructuras de desecación, procesos de diagénesis temprana, etc.), es un límite fácilmente reconocible a lo largo de toda la plataforma. En el límite superior (SB-2), la exposición de la plataforma es parcial, no llegando a afectar a las áreas más distales (Sector II); el desplazamiento de los cinturones de facies es menor (las cuñas terrígenas quedan restringidas a las áreas más proximales del margen costero) y, como consecuencia de ello, la ruptura sedimentaria es mucho más exigua. En ocasiones, este cambio no se materializa en una superficie de contacto neta, sino gradual y sólo deducible después de analizar una buena porción de registro sedimentario, surgiendo problemas de reconocimiento en aquellas áreas de la plataforma donde el contraste de facies es muy bajo y no presentan estructuras claras de exposición subaérea (Ej. Urueñas, Arcones, Contreras, Santa María de las Hoyas, etc.). En base a estos criterios se interpreta que la caída eustática que generó esta segunda discontinuidad tuvo una menor amplitud.

De esta forma, y evitando recurrir a la tipificación de límites de secuencia establecida en estratigrafía sísmica (Van Wagonner *et al.*, 1988), básicamente debido a que en este caso no se tiene un control completo de la plataforma (ver 5.2.2), se puede llegar a la conclusión final de que el límite inferior (SB-1) de la secuencia es el más importante (mayor rango), estando asociado a un descenso eustático mayor, con independencia de que la plataforma quedara parcial o totalmente expuesta.

Dentro de la secuencia de 3^{er} orden se reconocen cinco secuencias menores de 4^o orden o conjuntos de parasecuencias (dentro de las cuales se reconocen secuencias menores de 5^o y 6^o orden). De base a techo se denominan: SD-1.0, SD-1.1, SD-1.2, SD-1.3 y SD-1.4, y están

limitadas por discontinuidades estratigráficas menores asociadas a caídas eustáticas más pequeñas, siendo identificadas con los mismos criterios anteriormente expuestos (estructuras presentes y cambios de tendencia sedimentaria). La SD-1.0 es de naturaleza terrígena y aflora exclusivamente en las zonas más distales del área de plataforma estudiada (Sector II). El resto son conjuntos de parasecuencias carbonatadas, mostrando igualmente las etapas evolutivas o sedimentarias de un episodio completo de ascenso y descenso del nivel del mar; se extienden hacia el margen costero de la plataforma donde adquieren un carácter mixto (excepto el SD-1.4 que se mantiene carbonatado), al tiempo que reducen su espesor, acunándose sobre las secuencias inferiores o siendo biseladas por las superiores.

El límite superior de la SD-1.0 (SB-1.0) se sitúa a techo de un conjunto de arcillas negras con abundantes restos vegetales, al que sigue un tramo carbonatado con facies de acumulación bioclástica, que adquiere un carácter lumaquéllico en la base, incorporando fragmentos carbonosos removilizados del nivel inferior. Representa una importante ruptura sedimentaria, con un brusco cambio de los ambientes sedimentarios (retrogradación de los cinturones de facies) y un notable incremento de la energía del medio, todo ello en un contexto transgresivo. El límite superior de la SD-1.1 (SB-1.1) se localiza a techo de un banco de estromatolitos globulares que pone fin a la tendencia somerizante o regresiva de los últimos tramos de la secuencia de 4^o orden. Por encima, se constata un cambio de tendencia en un contexto nuevamente transgresivo. El nivel de estromatolitos constituye un horizonte guía de correlación regional debido a su extraordinaria continuidad en la plataforma, extendiéndose desde los afloramientos de la región de Soria (Ej. Cabrejas del Pinar) hasta los del N de Burgos (Ej. Humada). El límite superior de la SD-1.2 (SB-1.2) se sitúa a techo de depósitos mareales (tidalitas) o margas marginolitorales que resaltan el carácter somero de los últimos metros de la SD-1.2; por encima, dan paso a facies de ambientes claramente submareales, dibujando una retrogradación menor de los sistemas deposicionales. En este caso, la discontinuidad se encuentra resaltada por la presencia adicional de superficies

ferruginosas así como de procesos de dolomitización (relacionados con la presencia de aguas meteóricas) y brechificación, que afectan de manera local a los depósitos terminales de la secuencia (Ej. Muñecas, Contreras II, La Galiana). No obstante, en el afloramiento de La Riba de Valdelucio (Sector II) su reconocimiento es difícil, debido al escaso contraste de facies. El límite superior de la SD-1.3 (SB-1.3) queda mejor caracterizado que el anterior porque durante la interrupción sedimentaria, los procesos de recristalización, dolomitización, brechificación y ferruginización se generalizan más en la plataforma y son más penetrativos sobre los depósitos de la SD-1.3 que a su vez, presenta un mayor desarrollo de facies marginolitorales. Localmente se reconocen superficies de reactivación energética y niveles de acumulación de cantos planos procedentes de las tidalitas inferiores, que marcan el inicio del último episodio deposicional de 4º orden, cuyo límite coincide con el SB-2 de la secuencia de 3º orden ya descrito.

Hacia el borde de la plataforma (Sector III), los límites SB-1.1 y SB-1.2 de los conjuntos de parasecuencias carbonatadas viene resaltado por: un contacto litológico neto entre facies dolomíticas rojas del techo de la secuencia previa y arenas de la base del siguiente episodio deposicional (sección de Valdevacas de Montejo); y por encostramientos lateríticos, silcretas, superficies erosivas, horizontes con raíces, etc., en posiciones más marginales (dentro de sucesiones completamente terrígenas). Por su parte, el límite SB-1.3 continúa entre facies carbonatadas, manifestándose como un horizonte de brechificación y de dolomitización preferente.

En suma, los límites (SB-1.0, SB-1.1, SB-1.2 y SB-1.3) de todos los conjuntos de parasecuencias son discontinuidades menores asociadas a caídas eustáticas de 4º orden. En general, se manifiestan por un cambio en la tendencia emergente o regresiva de los tramos finales de la secuencia previa, hacia situaciones que pueden ser: bien más marinas, fruto de una retrogradación menor de los cinturones de facies (excepto en SB-1.0), como ocurre en áreas de plataforma; o bien a situaciones más costeras, como ocurre en el margen de plataforma debi-

do a la progradación de los sistemas costeros siliciclásticos hacia el interior de la cuenca. Además, exceptuando al SB-1.0 y SB-1.1, en el resto de los límites (SB-1.2, SB-1.3 y SB-2) se observan dos fenómenos superpuestos: por un lado, se constata un incremento progresivo de los procesos de diagénesis temprana asociados a las etapas de interrupción sedimentaria y emersión, que alcanza su máximo en el SB-2 (ver 6.2.4); y por otro, se observa una disminución progresiva del contraste de facies, debido a un menor desplazamiento lateral de los sistemas deposicionales asociado a cada discontinuidad.

Cada conjunto de parasecuencias está compuesto internamente por secuencias deposicionales de menor rango (5º orden) o parasecuencias, en un número variable dependiendo del sector de la plataforma considerado. Sus límites son superficies ferruginosas, niveles de brechificación, interestratos margo-arcillosos, niveles muy bioturbados, repentinos cambios de facies, etc., y en general, cualquier tipo de estructuras que representen pequeñas discontinuidades estratigráficas correlacionables a lo largo de toda la plataforma; también coinciden con los límites de secuencias mayores, así como con las superficies estratigráficas de referencia que limitan sus cortejos sedimentarios, tal y como describe más adelante. Internamente, manifiestan una tendencia sedimentaria unidireccional (sin cambios), estando generalmente representadas como secuencias de somerización en facies carbonatadas, y de granoclasificación positiva, en las terrígenas, si bien estas últimas pueden contener una tendencia contraria (granocreciente).

En áreas de plataforma abierta (Sector I y II), se comprueba que un conjunto de parasecuencias completo se compone de un número no inferior a cinco secuencias de 5º orden, aunque no puede descartarse la posibilidad de que dicho número pueda verse incrementado en zonas de plataforma externa y talud (Surco Cantábrico), donde el espacio de acomodación en la cuenca es mayor. Las cinco parasecuencias se denominan: sd-n.1, sd-n.2, sd-n.3, sd-n.4 y sd-n.5, donde "n" hace referencia al conjunto de parasecuencias correspondiente.

Esta pauta de apilamiento no se ha constatado en la SD-1.0, cuyos escasos aflora-

mientos hace difícil el establecimiento de una secuencialidad de alta frecuencia. A ello, se añaden dos factores adicionales: por un lado, el carácter aleatorio de los eventos deposicionales en sistemas siliciclásticos, carentes de la regularidad sedimentaria mostrada por los sistemas carbonatados (Schwarzacher, 2000); por otro lado, el contexto deposicional en el que se enmarca la SD-1.0, dentro de una etapa de nivel del mar bajo, en la que la falta de espacio de acomodación debe generar una disposición progradante de los diferentes episodios deposicionales, careciendo del control completo de todos ellos en una única sección estratigráfica. A pesar de estas limitaciones, la presencia de una superficie ferruginosa, coincidiendo con un cambio brusco en el tamaño de los clastos (arena – arcilla) y con la desaparición de los componentes calcáreos (cemento y fragmentos de conchas), lleva a pensar en una discontinuidad estratigráfica menor que delimitaría dos parasecuencias. Aparte de estas dos parasecuencias, cuya aceptación pasa forzosamente por identificarlas en otros afloramientos, no existen datos que permitan conocer el número total de parasecuencias que componen la SD-1.0 hacia el margen continental (Borde Asturiano).

Los restantes conjuntos de parasecuencias muestran las cinco parasecuencias internas en algún punto de la plataforma, excepto la SD-1.4, en la que sólo se reconocen tres; la ausencia de dos parasecuencias encuentra fácil explicación en la falta de espacio de acomodación suficiente en el tramo final del episodio deposicional de 3^{er} orden, próximo a su límite superior (SB-2). Por otro lado, la continuidad de las parasecuencias a lo largo de la plataforma es muy elevada, manteniendo además un espesor muy uniforme, salvo en aquellos casos en los que la existencia de una tectónica sinsedimentaria local generó incrementos bruscos del espesor de alguna de ellas (Ej. Cabrejas del Pinar). No obstante, hacia el margen costero se observa una progresiva disminución del número de parasecuencias de cada conjunto de 4^o orden, al tiempo que pasan a estar formadas por facies terrígenas. La desaparición de parasecuencias afecta a aquellas que ocupan una posición extrema en el conjunto de parasecuencias, debido al acuñaamiento basal (*onlap*) en el caso de las parasecuencias inferior-

res o por relaciones de *toplap* y *offlap* sobre el límite superior del conjunto, en el caso de las superiores. En áreas internas de plataforma, no se reconocen estructuras erosivas significativas asociadas a los límites superiores de los conjuntos de parasecuencias que permitan suponer que la desaparición de una parasecuencia superior se deba a biselamiento (*toplap*), sino más bien a un solapamiento retractor (*offlap*) como consecuencia de la falta de espacio de acomodación (menos extensivas) en el tramo final del episodio sedimentario de 4^o orden. En el afloramiento de Humada, se reconoce una superficie ligeramente erosiva a techo (sb-2.4) de la sd-2.4 que provoca un espesor más reducido de dicha parasecuencia respecto al que presenta en otros sectores de la plataforma (Sector I), donde no muestra evidencias de procesos erosivos (Fig. 7.1), interpretándose por ello, como un proceso local asociado a una discontinuidad menor de 5^o orden.

En el margen costero (Sector III) la situación es diferente, observando como tras mantener una elevada continuidad y un espesor muy homogéneo, las parasecuencias se acúan sobre el límite superior en un corto espacio; ello es especialmente notorio en las parasecuencias sd-4.3, sd-4.2, sd-3.4 y sd-3.3, que se acúan sobre el límite superior (SB-2) de la secuencia de 3^{er} orden. En este caso, se interpreta que la desaparición de estas parasecuencias se vio favorecida por un biselamiento o una truncación erosiva previo al siguiente episodio sedimentario; estos procesos erosivos son bastante frecuentes en los bordes de la plataforma (discordancias costeras; Van Wagoner *et al.*, 1988).

7.1.2 Distribución de facies y cortejos sedimentarios en los diferentes rangos de secuencias

El que las parasecuencias de 5^o orden muestren una pauta de repetición periódica dentro de cada conjunto de parasecuencias (1:5) a lo largo de la sucesión sedimentaria, así como de su elevada continuidad y homogeneidad, ya comentadas, nos aproxima a su naturaleza alocíclica y a su origen eustático; es difícil encontrar otro factor que genere espacio de acomodación en la cuenca (subsistencia tectónica o

compactación) susceptible de ser rellenado por sedimentos, que reproduzca esa regularidad sedimentaria en el registro estratigráfico y esa uniformidad de los cuerpos de roca (parasecuencias) a lo largo de la plataforma. El origen eustático de las parasecuencias permite explicar de manera convincente: la existencia de facies terrígenas y carbonatadas hacia el margen costero, las relaciones laterales entre ambos términos y las tendencias sedimentarias contrapuestas que presenta cada una. Dentro de una parasecuencia puede reconocerse las diferentes etapas que marcan la evolución del episodio eustático, de manera similar a lo que ocurre en las secuencias de 3^{er} orden mediante los cortejos sedimentarios.

En áreas de plataforma (medios carbonatados), la parasecuencia es resultado de una rápida profundización que genera el espacio de acomodación necesario, seguida de un relleno posterior, interpretándolas en este trabajo en relación con episodios de ascenso y descenso del nivel del mar de rango menor (5° orden; ver 5.2.2); la etapa de bajo nivel y la etapa transgresiva del episodio eustático de 5° orden quedan contenidas en el límite inferior de la parasecuencia, de manera que, la sedimentación tiene lugar durante la etapa de alto nivel del mar, siendo totalmente conforme con la tendencia somerizante que muestran las facies carbonatadas. Por el contrario, en el margen costero, la sedimentación se inicia en la etapa de bajo nivel del mar; los depósitos terrígenos se formaron durante esta etapa inicial del episodio eustático, debido al avance de los sistemas costeros siliciclásticos hacia la cuenca, asociado a la caída eustática de 5° orden que generó la discontinuidad basal. Estas cuñas terrígenas, o SMW de 5° orden, han podido ser removilizadas durante la siguiente etapa transgresiva, como se describe más adelante en las secuencias de 4° orden.

De esta forma, aunque los dos tipos de facies se han generado en el mismo episodio eustático, lo han hecho en diferentes momentos del mismo y en dominios paleogeográficos de la cuenca sedimentaria también muy diferentes: en áreas de plataforma (interna), las parasecuencias están formadas por un HST, mientras que en el margen costero, lo están por

una SMW formada en una etapa anterior, pudiendo encontrarse retocada durante la etapa transgresiva (SMW/TST). Así, la mfs que separa ambos cortejos pasaría de estar contenida en el límite inferior de la parasecuencia, cuando ésta se encuentra en facies carbonatadas, a estar en el límite superior sobre las facies terrígenas. Este modelo deposicional permite explicar, por un lado, el rápido cambio de facies observado en la parasecuencia sd-1.3 entre las secciones de Sepúlveda y Urueñas (Sector III) y, por otro, como se verá más adelante, la existencia de facies terrígenas en los HST de 4° orden.

Dentro de los términos carbonatados de las parasecuencias, se reconoce que los diferentes estratos que las componen tienden a organizarse en dos conjuntos tipo marga-caliza, micrita-calcarenita (dolomía fina-dolomía tractiva en el Sector III), limitados por pequeñas discontinuidades estratigráficas y por los límites de las secuencias anteriormente descritas. Desde un punto de vista genético, son asimilables a secuencias deposicionales de 6° orden que repiten la tendencia somerizante, o de energía creciente a techo, de la parasecuencia que los contiene. Así mismo, muestran una pauta de repetición cíclica (1:2) en el registro sedimentario, lo que nos lleva una vez más a relacionar su origen con factores externos a la cuenca sedimentaria. Se interpretan como resultado de un episodio de ascenso y descenso eustático menor, en el que a juzgar por el tipo de facies y la tendencia observada, reflejan la etapa de alto nivel y su tramo de descenso; las etapas de bajo nivel y de ascenso (transgresivas) estarían contenidas en la discontinuidad basal.

No se puede descartar la presencia de secuencias de 6° orden en los términos terrígenos de la parasecuencia; de hecho, dentro de una parasecuencia de 5° orden, el SMW presente en el margen costero representaría al menos una secuencia de 6° orden diferente a las definidas en los términos carbonatados de la misma parasecuencia, ya que se encuentran en cortejos de 5° orden diferentes y por lo tanto, formado en diferentes etapas del episodio eustático mayor. No obstante, de existir más de una secuencia de 6° orden en los términos terrígenos, las discontinuidades que los limitan quedan por debajo de la capacidad de resolución obtenida

en este trabajo dentro de este tipo de facies. Además, hay que tener en cuenta que el reconocimiento del número total de secuencias de 6° orden en las facies terrígenas de la parasecuencia, participa de los factores limitantes derivados de los sistemas sedimentarios y del contexto deposicional en el que se producen (etapa de bajo nivel del mar), expuestos anteriormente al describir las parasecuencias en la SD-1.0.

Así mismo, las secuencias de 6° orden presentan un rango interno menor de secuencias, antes de llegar al estrato elemental. Dentro de ellas, se reconocen grupos o parejas de estratos tipo marga-caliza, micrita-calcarenita, reflejando una somerización creciente a techo. Su reconocimiento ya no es tan generalizado como en casos anteriores, restringiéndose preferentemente a áreas someras de plataforma carbonatada, donde las pequeñas discontinuidades que los limitan son más fáciles de reconocer y a las proximidades de discontinuidades mayores dentro del registro sedimentario (límites de 5°, 4° y 3° orden). Debido a sus dificultades de reconocimiento y escasas posibilidades de correlación no ha sido posible conocer si presentan una regularidad sedimentaria (repetición periódica) a lo largo del registro sedimentario que establezca su naturaleza autocíclica o alocíclica.

Surge así, un modelo de apilamiento sedimentario que nos permite descifrar el registro estratigráfico del Turoniense Superior en la zona de estudio, como resultado de la superposición de eventos deposicionales cíclicos de 4°, 5° y 6° orden, dentro de otro de rango mayor (3° orden); todos ellos se interpretan como resultado de variaciones eustáticas, por lo que son extensibles, al menos, al resto de la plataforma. Las diferentes secuencias deposicionales descritas son la respuesta de los sistemas sedimentarios de la plataforma a estos eventos eustáticos. De todas ellas, los conjuntos de parasecuencias (secuencias de 4° orden) se convierten en campo en las unidades de referencia para el análisis secuencial, puesto que en ellas, las facies y su distribución vertical permiten reconocer, a escala de afloramiento, las diferentes etapas evolutivas (representadas materialmente como cortejos sedimentarios) que marcan el episodio eustático de 4° orden que las genera (Ej. Humada, Hoz de Silos, Alto del Por-

tillo, Contreras I y II, etc.), sin necesidad de una posterior interpretación a partir de paneles de correlación. Además, en conjunto facilitan el análisis interno de la secuencia de 3° orden que las contiene, reconstruyendo su evolución sedimentaria general.

La parasecuencia SD-1.0 está compuesta por una sucesión terrígena de arenas finas y limos arenosos con glauconita en la base, seguida por arenas medias con laminación ondulada y areniscas dolomíticas con abundantes fragmentos de bivalvos y ostreidos, así como de restos vegetales, aumentando la proporción de cemento carbonatado en la parte superior; a techo presentan un conjunto de arcillas negras ricas en m.o. y fragmentos vegetales, con presencia de sulfatos y de alguna lenticula arenosa aislada. La sucesión representa la progradación de un complejo deltaico dominado por los procesos fluviales, pero sin duda está influenciado por la acción de las mareas (laminación ondulada) y del oleaje (acumulaciones bioclásticas). Esta primera secuencia de 4° orden se reconoce en los afloramientos de la región de Olleros de Pisuerga-Hoyos del Tozo (Sector II), apareciendo generalmente cubierta, al definir una superficie de retranqueo en las laderas en graderío de los relieves cretácicos, limitando de forma muy importante sus posibilidades de reconocimiento. No obstante, muestra una geometría deposicional en cuña, puesta de manifiesto por una pérdida de espesor hacia el interior de la cuenca (E) hasta desaparecer y por un engrosamiento en sentido contrario hacia el margen continental (O).

En los conjuntos de parasecuencias superiores, se reconocen dos distribuciones de facies diferentes (una para áreas de plataforma y otra para el margen costero) que se repiten en todos ellos, mostrando una evolución sedimentaria conforme al episodio eustático en el que se han generado (4° orden). Esta distribución de facies es fácilmente identificable en la SD-1.1, ya que es la que presenta un carácter más marino y la que se encuentra mejor desarrollada, excepto en el margen de plataforma donde aflora entre tramos cubiertos. En áreas de plataforma, la SD-1.1 da comienzo con facies tractivas de removilización bioclástica y abundante glauconita que alternan con niveles

de margas muy fosilíferas (TST), finalizando en una superficie neta ferruginizada y/o muy bioturbada, o bien, en un nivel de margas y calizas margosas fosilíferas que reflejan una sección condensada (mfs; Ej. Humada-La Riba de Valdelucio); continúa mediante facies micríticas de plataforma abierta y baja energía (base del HST), estratificadas en bancos gruesos dentro de los cuales se han encontrado los dos únicos ammonites de esta unidad (Floquet, 1991; ver 6.2.2, 6.3.2 y 9.4); dan paso a un conjunto de facies tractivas y bioclásticas de ambientes energéticos y someros que, cuando desaparecen lateralmente, pasan a las facies de baja energía inferiores. La secuencia finaliza con facies de ambientes litorales restringidos de baja energía y con un banco de estromatolitos globulares sobre un fino conjunto de calizas mareales, que constituye el límite superior de la secuencia.

Los conjuntos de parasecuencias superiores presentan un patrón sedimentario similar, pero mostrando un carácter progresivamente más somero, a juzgar por: la disminución creciente del espesor en cada uno de ellos; el menor contraste interno de facies entre los términos basales; la sustitución del nivel de estromatolitos terminal por calizas mareales (tidalitas) y margas marginolitorales, que adquieren un desarrollo creciente en la SD-1.2 y SD-1.3; y como se comentó anteriormente, por la aparición de superficies ferruginosas, *hardgrounds* y niveles dolomitizados y brechificados a techo de los mismos, en una disposición también creciente, tanto en desarrollo vertical, como de extensión por la plataforma, alcanzando su máxima expresión en la discontinuidad estratigráfica mayor que constituye el límite SB-2 de la secuencia de 3^{er} orden. La SD-1.4 está formada por facies oolíticas y bioclásticas que alternan con niveles micríticos de plataforma abierta, o en su lugar, por brechas dolomíticas asociadas a la discontinuidad de techo (Ej. Hoz de Silos, Alto de Cervera).

Esta distribución de facies muestra, en los cuatro casos, una retrogradación de los sistemas deposicionales marinos, que permite la llegada de facies de plataforma abierta, salvo en los conjuntos de parasecuencias superiores, debido a una menor amplitud de los eventos eustáticos que los generan (ello explica su me-

nor contraste de facies interno); la retrogradación inicial es seguida de una progradación posterior que se traduce en una progresiva somerización, culminando en la discontinuidad de techo. Refleja una tendencia transgresivo-regresiva conforme con el episodio eustático en el que se han generado, reconociéndose dos etapas sedimentarias diferentes, reflejadas en los afloramientos mediante dos cortejos sedimentarios de 4^o orden (TST y HST), de forma similar a los que se definen habitualmente en secuencias de 3^{er} orden. No existen facies que representen un cortejo del nivel del mar bajo, de manera que esta etapa inicial del episodio eustático queda contenida en la discontinuidad basal, de la misma forma que la TS que da paso al TST. Por otro lado, el FRST, que conceptualmente representa la etapa final (de tendencia regresiva) del episodio eustático, queda contenido dentro del HST, debido a la dificultad material de reconocer la SME que separa ambos cortejos (ver 5.2.3).

La mfs de 4^o orden que separa los TST y HST está representada por un nivel de ralentización sedimentaria y/o interrupción, ya sea un nivel de reducido espesor e intensamente bioturbado, coronado por una superficie ferruginosa (lo más frecuente en estas áreas de plataforma), o una sección condensada y alta concentración de fósiles. Esta superficie representa un episodio de condensación sedimentaria que se genera en ambientes de plataforma como consecuencia de una retrogradación de los cinturones de facies de gran amplitud, permitiendo la llegada de facies más marinas por encima (base del HST); esta retrogradación tiene lugar en el momento en que se alcanza la máxima tasa de ascenso eustático del episodio deposicional de 4^o orden. Por debajo de la mfs, se encuentra un TST de reducido tamaño respecto al espesor total del conjunto de parasecuencias; está representado por las facies tractivas ricas en glauconita, organizadas en dos parasecuencias internas de espesor creciente. Por encima, la mfs da paso a un HST de mayor espesor y variación vertical de facies, con depósitos de plataforma abierta en la base, facies tractivas de ambientes más someros y energéticos, facies litorales de baja energía y finalmente, facies mareales, reflejando esa tendencia somerizante a techo ya comentada; internamente está organizado en tres parasecuencias que muestran una disminución de espesor creciente a techo. De esta forma,

puede establecerse una relación constante entre las parasecuencias y los cortejos sedimentarios de la secuencia de 4° orden: los TST están formados por las dos parasecuencias iniciales (sd-n.1 y sd-n.2, n=1 a 4) y los HST, por las tres superiores (sd-n.3, sd-n.4 y sd-n.5; n=1 a 4), siendo la primera de estas últimas (sd-n.3) la de mayor espesor del conjunto, ya que se sitúa inmediatamente por encima de la mfs, disponiendo del mayor espacio de acomodación. Esta pauta de ordenación interna permite reconocer cuáles son las parasecuencias presentes y las ausentes a escala de afloramiento, allí donde el conjunto de parasecuencias aparece incompleto.

Los cortejos anteriores (TST y HST) son fácilmente identificables en las SD-1.1 y SD-1.2, si bien en ésta última, las facies del TST contienen glauconita detrítica; en los conjuntos de parasecuencias superiores (SD-1.3 y SD-1.4), el contraste de facies entre los dos cortejos disminuye como consecuencia de que los episodios eustáticos (4° orden) son menos transgresivos que los anteriores; no obstante, aunque la ruptura sedimentaria asociada a la mfs es menor, ésta sigue manifestándose como una superficie neta muy bioturbada (Ej. SD-1.3 en Contreras I y II, Hoz de Silos, Alto del Portillo, etc.; SD-1.4 en Humada, Contreras I, Alto del Portillo, etc.) o como una sección condensada (Ej. SD-1.3 en Humada; SD-1.4 en Cuevas de San Clemente).

En el margen costero de la plataforma, la naturaleza predominantemente terrígena de las sucesiones impide reconocer una distribución de facies clara, salvo en la sección de Valdevacas de Montejo que presenta un carácter mixto terrígeno-carbonatado. En esta sección, los conjuntos de parasecuencias muestran una distribución mas sencilla, con un tramo arenoso basal y un conjunto de dolomías (arenosas) tableadas rojas de ambientes tidales en la parte superior; a lo largo de los cuatro conjuntos de parasecuencias, se observa una disminución gradual del cuerpo terrígeno inferior a favor del dolomítico de manera que, la SD-1.4 es completamente dolomítica. La repetición periódica de ambos tipos de facies en cada secuencia de 4° orden representa el avance y retroceso de los

sistemas deposicionales durante las etapas de ascenso y descenso de un episodio eustático, pudiéndose diferenciar igualmente dos cortejos sedimentarios.

Las arenas inferiores son el resultado de la progradación de los sistemas costeros durante etapas de nivel del mar bajo (Luterbacher *et al.*, 1991; Ruiz, 1996); por el contrario, las dolomías se depositaron durante una etapa del nivel del mar alto, en la que la subsiguiente retrogradación de los cinturones de facies permitió la instalación de ambientes someros (mareales) de plataforma carbonatada. Separando ambos cortejos, se sitúa la mfs de 4° orden, manifestándose como una superficie planoparalela neta (sin estructuras tractivas ni niveles de removilización) o bien mediante un pequeño nivel de arcillas lajas rojas. Hacia el margen costero, la mfs deja de estar situada en el contacto entre los dos tipos de facies y pasa a estar contenida dentro de términos terrígenos de manera que, por encima de ésta se dan todas las situaciones posibles: HST terrígeno (Ej. SD-1.1 y SD-1.2), HST mixto (SD-1.3) y HST carbonatado (SD-1.4). El reconocimiento de las mfs's dentro de sucesiones terrígenas, se ve favorecido por el hecho de que estas superficies de referencia coinciden con el límite superior de la segunda parasecuencia de cada conjunto (sd-n.2, n=1 a 4).

Por debajo de la mfs, las arenas representan al tiempo la SMW y TST de la secuencia de 4° orden (ver 6.3.5); fueron aportadas al interior de la plataforma tras el avance de los cinturones de facies costeros hacia la cuenca, asociado a la caída eustática que genera la discontinuidad basal; durante la siguiente etapa transgresiva fueron removilizadas y redepositadas finalmente tal y como hoy las reconocemos en el registro estratigráfico. A esta conclusión contribuyen varios hechos: la posición inequívoca de la mfs en la secuencia de 4° orden, incluso dentro de las sucesiones terrígenas; la ausencia de TS internas dentro de los tramos de arena, que permitieran delimitar la SMW s.s. del TST; y la presencia de superficies de reactivación energéticas (TS), incluso erosivas (*ravinement surfaces*) en la base de las arenas, estando asociadas al límite inferior de la secuencia de 4° orden.

De esta forma, la correlación entre áreas de plataforma y margen, permite reconocer los tres cortejos sedimentarios de un episodio eustático de 4° orden: asociado a la caída eustática que pone fin al episodio sedimentario previo y origina la discontinuidad basal, se genera una SMW terrígena en áreas de borde, como consecuencia del avance de los sistemas deposicionales costeros hacia el interior de la cuenca; en el resto de la plataforma no existe sedimentación, tan sólo procesos de dolomitización, brechificación, etc., en condiciones subaéreas; alcanzado el mínimo eustático, el nivel del mar comienza a ascender y se inicia la etapa transgresiva, provocando un desplazamiento de los cinturones de facies en sentido contrario (hacia el margen costero); como consecuencia, en áreas de plataforma se desarrolla un TST carbonatado con facies bioclásticas tractivas ricas en glauconita, mientras que en el margen, tiene lugar la removilización y resedimentación de las arenas de la SMW anterior, llegando a incorporar intraclastos procedentes de la secuencia previa (Ej. base de la SD-1.3 en Valdevacas de Montejó); la superficie de reactivación (TS), que marca el inicio de la etapa transgresiva, queda contenida a lo largo de toda la plataforma en el límite inferior de la nueva secuencia (4° orden).

El comienzo de la etapa de alto nivel del mar (HST) se produce en el momento en que se alcanza la máxima tasa de incremento eustático de la etapa de ascenso del nivel del mar, generándose una mfs como consecuencia de la retrogradación de máxima amplitud (que no de máxima extensión sobre el margen costero) de los cinturones de facies; esta retrogradación da lugar a la llegada de las facies y faunas más marinas del episodio deposicional. La mfs es una superficie isócrona, que representa un episodio más o menos breve de ralentización y/o interrupción sedimentaria, reconocible a través de facies terrígenas y carbonatadas desde las áreas internas o distales de la plataforma hasta el margen costero. Da paso a un HST, de mayor desarrollo que en los cortejos anteriores, que está formado por sucesiones carbonatadas en la plataforma y por sucesiones mixtas y terrígenas hacia el margen, presentando unas relaciones laterales de facies que se entienden dentro de la dinámica deposicional de 5° orden descrita an-

teriormente (SMW terrígenas y HST dolomíticos definen la parasecuencia); el HST representa el final del ascenso eustático, el punto de inflexión (máximo eustático; SME) y el comienzo del descenso (FRST, ver 5.2.2), de manera que las facies van a mostrar una progresiva somerización hacia techo, reconocible únicamente dentro de los términos carbonatados, alcanzando su máxima expresión en el límite superior de la secuencia.

Hacia el margen costero se observa una progresiva reducción del espesor de los conjuntos de parasecuencias, mostrando una geometría deposicional en cuña, con relaciones de solapamiento basal (*onlap*) y de biselamiento a techo (*toplap*), que controlan la extensión final de cada conjunto de parasecuencias (ver 6.4.4). El acunamiento de los depósitos terrígenos del TST (Ej. SD-1.2 y SD-1.3) por *onlap* basal provoca que a partir de un punto determinado, la mfs de 4° orden quede contenida en la discontinuidad basal y, que el conjunto de parasecuencias pase a estar formado por el HST; en éste, la combinación de *onlap* y *toplap* (siendo éstas últimas, las relaciones más patentes), determinan su extensión final sobre el margen de plataforma. En la SD-1.1, las malas condiciones de afloramiento no permiten precisión alguna, mientras que en la SD-1.4, el TST es de naturaleza carbonatada, al estar representado por la parasecuencia sd-4.2, tal y como se observa de la correlación con áreas de plataforma interna.

Al analizar globalmente los cinco conjuntos de parasecuencias, se observa que la secuencia de 3° orden que las contiene (SD-1), muestra una evolución sedimentaria similar a aquellas, aunque con una mayor amplitud, reconociéndose las mismas etapas evolutivas que marcan el desarrollo del episodio deposicional, en este caso, de 3° orden. Estas etapas han quedado reflejadas en el registro estratigráfico mediante tres cortejos sedimentarios mayores, con facies y geometrías deposicionales propias.

La TS de 3° orden constituye a su vez la TS de 4° orden de la SD-1.1, de manera que, en buena parte de la plataforma estudiada (sectores I y III), queda contenida dentro del límite inferior de la secuencia mayor (SB-1); en las áreas más distales (sector II) se localiza a techo de la

SD-1.0, resaltando su significado genético, al estar caracterizada como una superficie neta de acumulación bioclástica, que incorpora fragmentos carbonosos procedentes de la removilización del tramo final de la SD-1.0. Representa un importante cambio de los sistemas sedimentarios y un incremento drástico del gradiente hidrodinámico. Por debajo de dicha superficie, la SD-1.0 constituye el SMW generado durante una importante caída del nivel del mar, como se deriva de su situación paleogeográfica dentro de la Cuenca Ibérica, de su posición estratigráfica en la base del episodio deposicional de 3^{er} orden y de su significado genético (progradación de un complejo costero deltaico). La posterior etapa transgresiva no afectó de manera importante a los materiales de este cortejo inicial (como ocurre en el margen costero con los SMW de 4^o orden), de manera que conserva sus características deposicionales iniciales.

Así mismo, la SMM de 3^{er} orden coincide con la mfs de la SD-1.1, siendo la superficie estratigráfica de referencia que mejor se reconoce a lo largo de toda la sucesión, tanto por las estructuras sedimentarias y biogénicas que presenta, como por el contraste de facies existente entre los dos cortejos que delimita. Sin duda, a ello contribuyó la sincronía de los picos de máxima tasa de ascenso eustático de los dos episodios deposicionales de 3^o y 4^o orden, generando una amplificación de la señal eustática sobre la dinámica de la plataforma. En áreas internas, está representada por una sección condensada (Ej. Cabrejas del Pinar, Alto de Cervera), que puede alcanzar 2 m de espesor en las zonas más distales (Ej. Humada-La Riba de Valdelucio); o más frecuentemente, por una junta de margas (Ej. Tejada) o un nivel carbonatado de reducido espesor inténsamente bioturbado y coronado a techo por una superficie ferruginosa (Ej. Alto del Portillo). En el margen, la presencia de abundantes tramos cubiertos en la parte inferior de la SD-1, impide su reconocimiento de forma fehaciente.

Entre la TS y la SMM, se desarrolla un TST, que lógicamente coincide con el TST de 4^o orden de la SD-1.1. Se trata de un cortejo de redu-

cido espesor frente al desarrollo total de la secuencia de 3^{er} orden, compuesto por facies carbonatadas tractivas y bioclásticas en las que destaca la elevada concentración de glauconita autigénica, asociada a clastos orgánicos o rellenando cavidades de foraminíferos y pequeños gasterópodos; se organiza en dos conjuntos de estratos (secuencias de 5^o orden) que muestran una disposición estratocreciente interna y entre ellos. Como se ha comentado, en el margen costero de la plataforma (Sector III) se desconoce si el TST está representado, ya que las malas condiciones de afloramiento que en general presenta la SD-1.1¹, impide conocer con exactitud la posición de la SMM, surgiendo dos posibilidades: a) que la SMM se acuñe sobre la discontinuidad basal (SB-1) antes de alcanzar el margen (sección de Valdevacas de Montejo), marcando la desaparición previa del TST por *onlap* basal sobre los materiales de las secuencias precedentes; b) que la SMM alcance el margen de plataforma, situándose a techo de la primera parasecuencia de las dos que se han llegado a reconocer dentro de la SD-1.1 en algunos afloramientos (Ej. Moral de Hornuez, Castroserracín), de manera que en este caso dichas parasecuencias corresponderían a la sd-1.2 y sd-1.3, respectivamente; el resto habrían desaparecido por *onlap* basal (sd-1.1) y por biselamiento a techo (sd-1.4 y sd-1.5), tal y como se recoge en la Figura 7.1. En cualquier caso, a partir del área de Sepúlveda y coincidiendo con un escalón tectónico definido previamente (Alonso, 1981), la SD-1.1 acaba por acuñarse completamente sobre el margen costero, de manera que, la SMM queda contenida en el límite SB-1 de la secuencia mayor y ésta pasa a estar exclusivamente representada por su HST hacia el SO.

El HST de 3^{er} orden representa el resto de la secuencia deposicional. Da comienzo con el HST de la SD-1.1, que presenta las facies más marinas y mejor desarrolladas en cuanto a su espesor, de todo el episodio sedimentario (sd-1.3 y sd-1.4), en las cuales, Floquet (1991) encuentra los dos únicos ejemplares de ammonites² descritos en esta secuencia. Por encima, los conjuntos de parasecuencias restantes

¹ frecuentes tramos cubiertos por derrubios de ladera acumulados al pie de un nivel de areniscas dolomíticas que resalta morfológicamente y que constituye el techo de la secuencia previa.

(SD-1.2, SD-1.3 y SD-1.4) representan pulsos eustáticos menores con sus correspondientes TST y HST de 4^o orden, generando una superposición de cortejos de diferente rango, en los que se observa una evolución desigual: existe una progresiva reducción del espesor de los TST de 4^o orden en beneficio de los correspondientes HST. Este efecto se manifiesta de la misma forma, a escala más detallada, en los cortejos de las parasecuencias (5^o orden) desarrollados dentro de los HST de las secuencias de 4^o orden, ya que en áreas de plataforma dichas parasecuencias están representadas por un HST de 5^o orden, mientras que los SMW de 5^o orden están restringidos al margen costero, y allí son más frecuentes dentro del SMW/TST de 4^o orden correspondiente. Por tanto, y coincidiendo con las ideas de Goldhammer *et al.* (1990 y 1994) y García *et al.* (1996c) el desarrollo de los cortejos sedimentarios de un determinado rango de secuencias está en relación directa con el signo del cortejo de mayor rango en el que se inscriben, debido a la amplificación del efecto que sobre la dinámica de la plataforma tiene la superposición de dos etapas del mismo signo y diferente rango.

A partir de la SD-1.2, se reconoce de forma clara una progresiva somerización hacia techo, que define una tendencia regresiva en el resto del HST de 3^{er} orden; está resaltada por la combinación de varios factores: pérdida gradual de espesor de los conjuntos de parasecuencias; menor contraste interno de facies dentro de aquellas; desarrollo creciente de facies marginolitorales en los tramos finales de los sucesivos conjuntos de parasecuencias, acompañado de una disminución en la proporción de facies de plataforma abierta; incremento progresivo de las estructuras de exposición y de los procesos de diagénesis temprana asociados a los límites de 4^o orden, alcanzando su máxima expresión en el SB-2; y una disminución en el mismo sentido de la importancia de las rupturas sedimentarias asociadas a los límites de 4^o orden, con la excepción lógica de SB-2 (límite superior de la SD-1).

Estas características reflejan una inequívoca disminución de la amplitud espacio-temporal de los sucesivos eventos eustáticos de 4^o orden, provocando un menor desplazamiento lateral de los cinturones de facies y del contraste interno de las mismas, así como una mayor importancia de los episodios de interrupción sedimentaria asociados a sus límites de secuencia. Ello está relacionado con el cambio de polaridad en la curva de 3^{er} orden y con el comienzo del descenso eustático (sobrepasado el pico de máximo ascenso) en el tramo final de la etapa de alto nivel del mar.

7.2 La secuencia de 3^{er} orden en relación con ciclos deposicionales de 2^o orden

La secuencia SD-1 muestra una tendencia sedimentaria rango menor (*long-term*) sobreimpuesta a la que marca el final del episodio eustático de 3^{er} orden (ver párrafo anterior); dicha tendencia fue deducida inicialmente en áreas de plataforma a partir de la persistencia de etapas transgresivas (3^o y 4^o orden) dentro del episodio de 3^{er} orden, así como de la disposición agradacional del relleno sedimentario a lo largo de toda la secuencia y confirmada posteriormente, con la disposición de los cuerpos terrígenos y carbonatados sobre el margen costero de plataforma. A escala de 4^o orden, se manifiesta una reducción progresiva del espesor de las SMW y su desplazamiento gradual hacia posiciones más marginales sobre el borde de cuenca, que se ve favorecido por un mayor desarrollo y extensión de los HST hacia el margen costero, de manera que la SD-1.4 es completamente carbonatada; es muy probable que la SMW de este último conjunto de parasecuencias ocupase posiciones aún más extremas sobre el margen costero, siendo posteriormente removidas durante la interrupción sedimentaria que representa SB-2, tal y como refleja la relación de *toplap* que éste límite dibuja con las parasecuencias y conjuntos de parasecuencias inferiores.

² localizados en Hontoria del Pinar y Hoyos del Tozo (Sectores I y II respectivamente), corresponden a una misma especie: *Coilopoceras requienanum* (d'ORBIGNI).

Esta tendencia muestra una retrogradación general de los sistemas deposicionales de la plataforma hacia el borde de cuenca, contraria en principio al carácter regresivo que adquiere la etapa final del HST del episodio deposicional de 3^{er} orden; no obstante, tiene continuidad en el siguiente episodio deposicional (Coniaciense-Santonense), en él que por un lado, las facies costeras siliciclásticas (Mb. Hontoria; Alonso, 1981) ocupan una posición aún más marginal (Área de Ituero-Caballar; sector III) que las de la SD-1; y por otro, depósitos de plataforma abierta, con abundante fauna de equinodermos, ostreidos, bivalvos y ammonites (Fms. Nidáguila, Hortezueros y Castrojimenos) alcanzan las áreas de margen costero (Sector III). La ruptura sedimentaria asociada al límite superior de la secuencia de 3^{er} orden (SB-2) no representa un cambio importante en la evolución vertical de las facies (cambio de tendencia), manteniendo éstas la misma tendencia retrogradacional o transgresiva a ambos lados de la discontinuidad. Conviene recordar que en el límite inferior (SB-1), la ruptura sedimentaria es más importante, estando justificada, entre otros aspectos, por el importante avance de las cuñas costeras siliciclásticas hacia el interior de la cuenca.

Esta evolución sedimentaria, que escapa al límite superior (SB-2) de la secuencia SD-1, representa sin duda la etapa transgresiva de un episodio sedimentario de rango menor (2^o orden), edificado a partir de la importante caída eustática asociada al límite SB-1; engloba varios episodios deposicionales de 3^{er} orden, de los cuales, el aquí estudiado representa el inicial. Durante un ascenso eustático de 2^o orden (*long-term*), las etapas transgresivas y las superficies de máxima inundación (SMM y mfs en este trabajo) de las secuencias de menor rango (*short-term*; Ej. 3^{er} orden) se ven realizadas, mientras que los límites de estas secuencias (asociados a caídas eustáticas de rango menor) se ven

atenueados (Strasser *et al.*, 1999). La interpretación contraria, por la cual, el límite de 2^o orden se situaría a techo de la secuencia estudiada, representando ésta el último episodio deposicional de un ciclo de 2^o orden previo, debe ser, a la vista de los datos expuestos, rechazada; el límite de 2^o orden entre los dos ciclos de rango mayor se sitúa en la base de la SD-1 (SB-1), debido a la mayor magnitud de la caída eustática que genera dicha discontinuidad³ y a la evolución sedimentaria de rango menor descrita.

Esta interpretación es afín con los trabajos de Ruiz *et al.* (1994), Segura *et al.* (1996), García-Hidalgo *et al.* (1997), Segura *et al.* (2001), Gil *et al.* (2001), quienes llegan a la misma conclusión en estas y otras áreas centrales de la Cordillera Ibérica; así como, con el de Haq *et al.* (1988), que con un carácter global, define el límite inferior de un ciclo de 2^o orden en la base del Turoniense Superior (UZA-3), una posición cronoestratigráfica similar a la que en nuestro caso ocupa el SB-1. Recientemente, Handerbol *et al.* (1998), partir de los datos de Robaszynski *et al.* (1990) en la plataforma tunecina, reconocen de forma similar la importancia del límite inferior de la secuencia deposicional del Turoniense Superior en las plataformas europeas, clasificándolo como una discontinuidad de Tipo I (Van Wagoner *et al.*, 1988); al mismo tiempo señalan los problemas existentes para fijar su límite superior (que también consideran de tipo I), debido a que no encuentran una ruptura sedimentaria tan importante ni los depósitos de *lowstand* necesariamente asociados a ese tipo de discontinuidades. En nuestro caso, dicha indeterminación no existe, debido a la diferente consideración del límite SB-2, interpretado como una ruptura sedimentaria menor, enmarcada dentro de una tendencia transgresiva general que coincide con la reconocida en otras cuencas europeas durante el Coniaciense inferior (Cuenca de Mons; Handerbol *et al.*, *op. cit.*).

³ tal y como ha quedado justificado en cada uno de los sectores de la plataforma estudiada; ver Capítulo 6.

CAPÍTULO 8

Cicloestratigrafía

- 8.1 Tipos de Ciclos
- 8.2 Origen de la ciclicidad
- 8.3 Análisis espectral y duración de los ciclos
- 8.4 Interpretación de los resultados

En la última década han surgido numerosos trabajos cicloestratigráficos (Goldhammer *et al.*, 1990, 1994; Strasser, 1991; Borer & Harris, 1991; Jiménez de Cisneros & Vera, 1993; Strasser, 1994; Longo *et al.*, 1994; García *et al.*, 1996c; D'Argenio *et al.*, 1997, 1999; etc.), en paralelo a la aplicación de la estratigrafía secuencial a la geología de superficie, al representar ésta una nueva forma de concebir el registro sedimentario con una capacidad de resolución mayor que otros métodos estratigráficos tradicionales. El análisis detallado de las secuencias deposicionales de alta frecuencia (4º, 5º y 6º orden) y su relación con ciclos de variación climática de la banda de frecuencias de Milankovitch centra actualmente el campo de la cicloestratigrafía (Schwarzacher, 2000).

Una condición básica a la hora de abordar un análisis cicloestratigráfico es la elección de las secciones estratigráficas a estudiar, ya que deben presentar un registro sedimentario lo más completo posible, sin grandes hiatos ni lagunas estratigráficas. En este sentido, son muy útiles las secciones marinas de plataforma externa o de cuenca profunda, donde queda registrado un mayor número de ciclos deposicionales.

Una segunda condición, es realizar un estudio estratigráfico de alta resolución, de escala centimétrica, que permita reconocer la naturaleza cíclica del registro sedimentario mediante la identificación de secuencias deposicionales de varios rangos, a partir de: discordancias, cambios en la evolución vertical de las facies, estructuras de diagénesis temprana sobreimpuestas a las estructuras deposicionales iniciales y cualquier superficie estratigráfica que refleje eventos de interrupción en la sedimentación. Sin embargo, la menor incidencia del eustatismo como factor que controla la sedimentación en contextos paleogeográficos relativamente más profundos (externos), hace que no siempre resulte sencillo el reconocimiento de las discontinuidades ligadas a procesos de interrupción o ralentización sedimentaria. Su posterior correlación con secciones del margen costero de cuenca, que son áreas más sensibles a las variaciones del nivel del mar y de mayor heterogeneidad litológica (cuñas terrígenas costeras), permite reconocer

y jerarquizar con mayor facilidad estas discontinuidades, precisando el análisis secuencial y cicloestratigráfico realizado en áreas más internas de la plataforma.

Atendiendo a ambos condicionantes, los mejores afloramientos de la Cuenca Ibérica para el análisis cicloestratigráfico del registro sedimentario del Turoniense Superior son los de la Banda meridional de la Sierra de la Demanda – Cubeta de Cameros (Sector I), ya que, como se ha visto en capítulos anteriores, representan dominios distales de la plataforma carbonatada interna desarrollada en el Surco Ibérico. A pesar de que hacia el Norte se pasa a dominios más distales o de plataforma externa, en general más profundos y marinos, las secciones aquí estudiadas presentan un registro bastante completo, en el que el número de secuencias deposicionales no varía, siendo relativamente fáciles de reconocer debido a su carácter más somero y, por tanto, más susceptible a las oscilaciones eustáticas. Ello permite, sin abandonar el ámbito de la Cuenca Ibérica (marco espacial de este trabajo), obtener un modelo de sedimentación cíclica, que muestra el patrón de relleno sedimentario y nos aproxima al origen de la ciclicidad y a la duración temporal de los diferentes ciclos sedimentarios.

8.1 Tipos de ciclos

La presencia de secuencias menores, de tres órdenes diferentes, dentro de la secuencia deposicional de 3º orden del Turoniense Superior (SD-1), explica la existencia de otros tantos rangos de *Ciclos*, entendidos éstos en el sentido temporal del término dado por García *et al.* (1996c), que hace referencia a la repetición ordenada en el tiempo de los procesos geológicos que controlan la génesis de los eventos sedimentarios (secuencias deposicionales). La superposición de ciclos cuya superposición dio lugar al registro sedimentario que ahora estudiamos. La secuencia SD-1 está compuesta por cuatro secuencias de 4º orden (conjuntos de parasecuencias) carbonatadas y por una quinta secuencia adicional de naturaleza terrígena, que se reconoce en los afloramientos de Humada-La

Riba de Valdelucio por debajo de las cuatro anteriores; cada conjunto de parasecuencias carbonatado se compone a su vez por cinco secuencias de 5º orden (parasecuencias) y éstas últimas por dos secuencias de 6º orden, compuestas internamente por varios conjuntos de estratos antes de llegar al nivel de estrato individual. Se establece una relación numérica 1:5:5:2 para todos los tipos de secuencias, asumiendo el mismo número de parasecuencias en el conjunto terrígeno basal (SD-1.0) a pesar de que no se tiene un control completo de dicho conjunto de parasecuencias y sólo se han reconocido dos posibles parasecuencias internas. Esta relación funciona como un patrón de regularidad marcando el ritmo de los ciclos sedimentarios carbonatados en la plataforma. De él, se obtiene un modelo de sedimentación cíclica en el que se superponen diferentes rangos de ciclicidad, compuesto por un ciclo de 3º orden, cinco ciclos de 4º orden, 25 ciclos de 5º orden, y 50 ciclos de 6º orden, estén o no representados materialmente por secuencias deposicionales.

Este modelo sirve como base de comparación con otras áreas de la Cuenca Ibérica donde la baja calidad de exposición de los afloramientos, el escaso contraste de facies o los intensos procesos de dolomitización, impiden grandes avances; facilita la identificación de los patrones de apilamiento sedimentario, reconociendo las secuencias de diferente rango presentes y ausentes, así como las relaciones temporales entre las etapas de sedimentación y las de interrupción (hiatos).

Dentro del registro sedimentario, la presencia de estratos organizados en secuencias deposicionales depende básicamente de tres tipos de factores: a) aquéllos que generan o aportan el sedimento; b) los que crean el espacio en la cuenca para que aquél sea depositado; c) los que permiten su conservación en el registro sedimentario. Ahora bien, durante el Cretácico Superior, el Surco Ibérico constituía un mar somero que disfrutaba de unas condiciones cálidas y húmedas (fruto de su posición más ecuatorial por debajo de los 35º Latitud Norte; Huber, 1998; Dercourt *et al.*, 2000), que debían favorecer una alta producción de sedimento carbonatado. Por otro lado, en general supuso

un momento de la Historia de la Tierra de ascenso continuado del nivel del mar (Rat, 1982), que se tradujo básicamente en una etapa de creación de registro sedimentario y no de destrucción (erosión), al menos en cuanto a los medios carbonatados de plataforma se refiere.

De esta forma, la organización secuencial del registro sedimentario del Turoniense Superior en varios rangos de secuencias deposicionales puede considerarse resultado de oscilaciones cíclicas y repetidas del nivel del mar, que generaron el espacio de acomodación suficiente para su formación. La ausencia de estructuras de *toplap* en áreas de plataforma (Sector I), de variaciones laterales de facies y de espesores a lo largo de las diferentes secuencias, así como la elevada continuidad regional de las mismas, muestran, por un lado, la gran homogeneidad de ambientes sedimentarios a lo largo de la plataforma y por otro, la ausencia de actividad tectónica, resaltando el origen eustático de los diferentes ciclos sedimentarios, muchos de los cuales muestran un carácter agradacional (Figs. 6.32 y 6.33).

El espacio de acomodación es entonces el factor que controla en la plataforma ibérica del Turoniense Superior lo que queda representado de un ciclo sedimentario en forma de secuencia deposicional. En un modelo de sedimentación cíclica de origen eustático (no tectónico), la acomodación es función de las variaciones relativas del nivel del mar y de la compactación de los sedimentos infrayacentes; sin embargo, para intervalos temporales pequeños (ciclos de 5º orden en adelante), la compactación sedimentaria es un factor irrelevante dependiendo entonces únicamente de la eustasia (García *et al.*, 1996c).

La existencia de cuatro rangos diferentes de ciclos dentro del intervalo stratigráfico estudiado, cada uno de ellos con una acomodación potencial propia, sugiere que la sobreimposición de todas ellas determinó una tasa de acomodación general que varió cíclicamente a lo largo del tiempo, condicionando el tipo y número de secuencias deposicionales internas, sus espesores y la distribución vertical de las facies. Dentro de un ciclo sedimentario, la acomodación potencial se incrementa progre-

sivamente hasta alcanzar sus valores máximos en el punto de inflexión del tramo de ascenso de la curva eustática (García *et al.*, *op. cit.*), es decir, cuando se logra la máxima tasa de ascenso eustático, coincidiendo en el tiempo con el desarrollo de la SMM (Fig. 5.3). Por encima, la acomodación empieza a disminuir, alcanzando su valor mínimo en el punto de inflexión del tramo de descenso de la curva eustática (máxima tasa de caída eustática), coincidiendo con el límite superior del ciclo (ver 5.2.2).

En el registro sedimentario, las variaciones del espacio de acomodación quedan reflejadas por variaciones de espesor de los conjuntos de parasecuencias (4º orden), de las parasecuencias (5º orden) y de las secuencias de 6º orden. Los conjuntos de parasecuencias muestran una pérdida progresiva de espesor hacia techo, reflejando que la acomodación máxima a escala de 3º orden se alcanzó dentro de la SD-1.1 (coincidiendo con la SMM de 3º y mfs de 4º orden; ver 6.2.4); dentro de cada conjunto de parasecuencias (4º orden) carbonatado, las parasecuencias (5º orden) presentan una tendencia secuencial creciente en el TST, alcanzando su valor máximo por encima de la mfs (parasecuencia sd-n.3, n= 1,2,3 y 4), y secuencial decreciente en el resto del HST. El hecho de que los conjuntos de parasecuencias superiores (4º orden, SD-1.3 y SD-1.4) estén únicamente formados por tres y dos parasecuencias respectivamente (Fig. 6.32) y que por lo tanto, existan cinco ciclos sedimentarios de 5º orden que no estén representados materialmente en el registro sedimentario, se explica en términos de falta de espacio suficiente para la acumulación de sedimentos en la etapa final de los ciclos de 3º y 4º orden, debido en parte a la colmatación sedimentaria y al marcado carácter regresivo que muestra la etapa final de ambos ciclos (acercándose a la máxima tasa de descenso eustático), que provoca la emersión parcial de la plataforma. Este efecto es mucho más acusado a escala de ciclos de 6º orden, donde se observa que el número de ciclos ausentes (no representados materialmente en el registro sedimentario) es mayor (20 ciclos de 6º orden en los conjuntos de parasecuencias carbonatados), afectando fundamentalmente a las parasecuencias próximas a los límites de 4º orden (Fig.6.32).

El modelo de sedimentación cíclica propuesto en este trabajo es provisional, ya que estudia un sector de plataforma interna durante el Turoniense Superior (zonas distales) en el Surco Ibérico y no la totalidad de la misma. Las zonas externas, de talud y de cuenca profunda se localizan en el margen cantábrico, y allí sería previsible encontrar un registro sedimentario más completo. No obstante, la relación numérica establecida se mantiene en buena parte de la plataforma estudiada (Sectores I y II), reduciéndose (*missing beats*) como es lógico hacia sus márgenes costeros (resto de sectores). Esta relación (1:4:5:2) se asemeja a las definidas por autores previos, como: Goldhammer *et al.* (1990) que proponen una relación 1:4 ó 1:5 para los ciclos de 4º y 5º orden en el Triásico de los Alpes; Borer & Harris (1991) que establecen una relación 1:5:4 para los ciclos de 3º, 4º y 5º orden en el Pérmico de Estados Unidos; o García *et al.* (*op. cit.*) que muestran la relación 1:5:5 para el mismo rango de ciclos (3º a 5º orden) en el Albense–Cenomaniense de la Cordillera Ibérica.

8.2 Origen de la ciclicidad

A la hora de explicar el origen de dicha ciclicidad a lo largo de las sucesiones analizadas, la jerarquización de los ciclos y su gran regularidad nos plantean la cuestión de considerar el carácter interno (autocíclico) o externo (alocíclico) a la cuenca sedimentaria, de los factores que los regulan.

Aunque actualmente se discute el origen tecto- o glacio-eustático (climático) de las secuencias de 3º orden, se asume de forma generalizada la naturaleza cíclica de las secuencias deposicionales de alta frecuencia (4º, 5º y 6º orden; Schwarzacher, 1993 y 2000; Vera, 2001), relacionándola con los ciclos paleoclimáticos de Milankovitch (Vail *et al.*, 1991). Las variaciones relativas del nivel del mar que causan los límites de estas secuencias son debidas a procesos de carácter global directamente relacionadas con cambios climáticos (forzados en último caso por factores astronómicos). No obstante, aunque la correspondencia entre dichas secuencias deposicionales y los ciclos de Milankovitch es

cada día más evidente (Imbrie *et al.*, 1984; D'Argenio *et al.*, 1999; etc.), los ciclos son independientes de las secuencias, existiendo por sí mismos y sin necesidad de estar materializados por secuencias deposicionales.

En cuanto a la dimensión temporal de estos ciclos, no existen datos bioestratigráficos que precisen con exactitud la edad de los límites del ciclo de 3^{er} orden, ni mucho menos aún del resto; tan sólo los que se deducen de su posición estratigráfica, al estar situado entre dos unidades muy fosilíferas, Fm. Picofrentes (Cenomaniense Superior-Turonense Inferior) y Fm. Hortezueros (Coniaciense-Santonense) y los que aporta Floquet (1991) en la sección de Hontoria del Pinar, confirmando su edad Turonense Superior (ver 6.2.2). Correlacionando estos datos con la Carta de ciclos eustáticos globales de Haq *et al.* (1988), el ciclo analizado se corresponde con el UZA-3.1 (situado en la base del Ciclo de 2^o orden UZA-3), para el cual se establecía una duración de 1,5 Ma. Posteriormente, estos datos han sido recalibrados por Gradstein *et al.* (1994 y 1995) y la duración del ciclo aumenta hasta los 2,2 Ma (Henderbol & Robaszynski, 1998), valores muy próximos a la duración de 2 Ma dada a la secuencia del Turonense Superior-Coniaciense basal (UC8/9) de Gräfe & Wiedmann (1988) y (DC 7) de Floquet (1998), reconocida en las Cordilleras Vascocantábrica e Ibérica Septentrional, respectivamente. En base a estas últimas atribuciones cronológicas, cada ciclo de 4^o orden reconocido en éste trabajo tendría una duración de unos 400-440 Ka, los de 5^o orden de 80-88 Ka, y los de 6^o orden de 40-44 Ka. Estos valores pueden correlacionarse con los de García *et al.* (1996c), que proponen una duración de 390 Ka y 78 Ka para sus ciclos de 4^o y 5^o orden en el Albiense-Cenomaniense de la Cordillera Ibérica.

De los datos anteriores, se deduce que los ciclos de 4^o, 5^o y 6^o orden reconocidos en este trabajo se sitúan dentro de la banda de frecuencias de Milankovitch; ahora bien, falta por conocer cual es la relación exacta entre estos ciclos sedimentarios y los orbitales (excentricidad, oblicuidad y precesión), cuya duración es bien conocida (Berger *et al.*, 1989 y 1992); para ello se recurre a técnicas de análisis espectral ante la falta de marcadores bioestratigráficos que permitan acotar de forma precisa la duración de los diferentes ciclos sedimentarios.

8.3 Análisis espectral y duración de los ciclos

La baja capacidad de resolución bioestratigráfica que en general presentan las sucesiones de plataforma, como la que nos ocupa en este trabajo, impide realizar atribuciones temporales detalladas para los ciclos sedimentarios identificados.

En sedimentos recientes de registros marinos profundos, los trabajos efectuados a partir de $\delta^{18}\text{O}$ (Imbrie *et al.*, 1984) y de variaciones de color en los sedimentos, han proporcionado magníficos resultados al reconocer en el registro sedimentario variaciones cíclicas de los datos analizados, que se relacionan con los ciclos de precesión, oblicuidad y excentricidad de Milankovitch, pudiendo establecer una relación causa-efecto entre los cambios de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas oceánicas, o de las variables físico-químicas que condicionaron esos ambientes sedimentarios, y los cambios climáticos globales, inducidos por factores astronómicos. Los ciclos de Milankovitch proporcionan una excelente referencia temporal para datar procesos geológicos.

Para detectar las variaciones cíclicas en el registro sedimentario, se utilizan técnicas de análisis espectral. Estas técnicas analíticas se emplearon originariamente en el campo de la física e ingeniería para detectar las componentes espectrales de señales electromagnéticas que varían en el tiempo. El análisis espectral permite expresar una señal genérica como la suma de los componentes senoidales de una determinada frecuencia; si una de estas componentes presenta un valor elevado, lo que se refleja como un pico en el espectro, indica que la señal presenta una fuerte repetición a la frecuencia de esa componente.

En nuestro caso, las señales a analizar son "señales estratigráficas" (o sedimentarias) que varían a lo largo de la distancia cubierta durante el registro de la columna analizada. La señal estratigráfica se genera asignando a cada muestra del registro un peso o valor que identifica una determinada cualidad geológica. Si en el espectro obtenido aparece un pico elevado a una

frecuencia f_0 , indica que un determinado fenómeno geológico se repite periódicamente f_0 veces por cada metro del registro estratigráfico, o lo que es equivalente, que ese fenómeno se repite cada $1/f_0$ metros. Finalmente, se realiza una correlación entre las periodicidades que aparecen en el espectro estratigráfico y las de los ciclos de Milankovitch, para de esta forma, llegar a inferir el origen de las diferentes secuencias deposicionales (alta frecuencia) y conocer su dimensión temporal.

En sucesiones sedimentarias antiguas, existe la dificultad de encontrar variables continuas susceptibles de ser analizadas en términos de análisis de series temporales. Los procesos diagenéticos modifican con rapidez la composición inicial de los sedimentos y sus características sedimentarias originales, restando fiabilidad a los datos sobre variaciones composicionales (isotópicos) y texturales. En estos casos, se utilizan como señal estratigráfica las variaciones de espesor de los estratos y/o de las facies, que son, por otro lado, datos más fáciles de obtener en el campo que los anteriores. Ello requiere afloramientos de buena calidad, sin tramos cubiertos, ni avanzados procesos de diagénesis.

Una de las técnicas de análisis espectral más utilizada para detectar periodicidades en series de datos continuos es a partir de la "Transformada de Walsh o de Fourier" (Weedon, 1991 y 1993; Jiménez de Cisneros & Vera, 1993; Longo *et al.*, 1994). Con objeto hacer más clara la exposición de este trabajo, la descripción detallada de los fundamentos matemáticos de la transformada de Fourier y su aplicación al análisis espectral se recogen en el Anexo II.

Un problema más importante que el mencionado anteriormente, radica en la presencia común de hiatos y lagunas estratigráficas, especialmente en sucesiones de plataforma, mostrando un registro sedimentario incompleto en el que la señal o variable estratigráfica analizada no va a ser totalmente continua. A pesar de que los datos de la señal hayan sido tomados a intervalos regulares a lo largo de la sección estratigráfica, no existe certeza de que parte de los mismos se hayan perdido debido a procesos de erosión o no deposición asociados a rupturas sedimentarias, lo que provoca que aparezcan en continuidad valores de la señal que inicialmente estaban más o menos distanciados en el registro sedimentario. Considerar como continuas estas series de datos, incrementa el nivel de ruido e introduce un factor de error no admisible en la distribución de frecuencias obtenida, desvirtuando el valor de los picos de frecuencias (Weedon, 1991) obtenidos mediante la transformada de Fourier.

Para solventar estas dificultades se ha utilizado una técnica de análisis espectral diferente, que ha sido aplicada con muy buenos resultados en estudios cicloestratigráficos de sucesiones cretácicas de plataforma somera, destacando los trabajos de Pelosi y Raspini (1993), Longo *et al.* (1994) y D'Argenio *et al.*, (1997 y 1999); se basa en el análisis espectral de series de datos a partir del "Algoritmo de Lomb-Scargle", desarrollado en el campo de la astronomía para el análisis de señales temporales irregularmente espaciadas. Para ello, se parte de una señal estratigráfica h construida a partir de la toma de N muestras $h[k]$ en puntos $x[k]$

$$H(f) = \frac{1}{2s^2} \left[\frac{\left[\sum_{k=0}^{N-1} (h[k] - \bar{h}) \cdot \cos(2\pi f(x[k] - t)) \right]^2}{\left[\sum_{k=0}^{N-1} \cos^2(2\pi f(x[k] - t)) \right]} + \frac{\left[\sum_{k=0}^{N-1} (h[k] - \bar{h}) \cdot \sin(2\pi f(x[k] - t)) \right]^2}{\left[\sum_{k=0}^{N-1} \sin^2(2\pi f(x[k] - t)) \right]} \right]$$

en la columna sedimentaria, con $k=0, 1, \dots, N-1$. El espectro de Lomb-Scargle $H(w)$ de la señal h viene dado por la siguiente expresión:

Con:

$$\tan(4pft) = \frac{\sum_{k=0}^{N-1} \sin(4pft[k])}{\sum_{k=0}^{N-1} \cos(2pft[k])}$$

Los términos h y s^2 representan el valor medio y la desviación típica de la secuencia $h[k]$. Por otro lado, el término t es un desplazamiento que hace que el espectro $H(f)$ sea independiente del origen en el que se toman las muestras.

Esta transformada permite analizar secuencias de datos irregularmente espaciadas. Una de las características más importante de dicha transformada es su comportamiento estadístico. Si se calcula la transformada de una señal puramente aleatoria de distribución gaussiana, el valor que toma el espectro $H(f)$ para cada frecuencia f tiene una distribución exponencial. De igual forma, el espectro de una señal determinista (señal original) contaminada de forma aditiva por una señal aleatoria gaussiana (ruido de medición), también sigue una distribución exponencial. Esto permite calcular el nivel de certidumbre o probabilidad de acierto de los picos detectados en el espectro. Así, un nivel de

certidumbre elevado (90% o superior) indica que éste se debe únicamente a la señal original; por el contrario, un nivel de certidumbre bajo (inferior al 50%) indica que el pico se debe exclusivamente al ruido asociado a la señal.

Se han elegido tres secciones estratigráficas del sector I del área de estudio (Alto del Portillo, Contreras I y Contreras II) distantes entre sí 35 km, al ser éste el que presenta las sucesiones sedimentarias con un registro más completo de las secuencias de alta frecuencia. Destacan por la ausencia de tramos cubiertos y por la excelente calidad de exposición del registro sedimentario, lo que ha permitido realizar medidas precisas del espesor de los estratos, de sus litofacies y de las superficies de estratificación, prestando especial atención a aquellas que indican etapas de interrupción sedimentaria. Partiendo de los datos de campo, se ha elegido la distribución vertical de facies como señal estratigráfica a analizar, asignando a cada una de ellas un código numérico, tal y como muestra la Tabla 8.1. Este código de facies es fijo y no guarda relación alguna con el medio sedimentario correspondiente.

A continuación, se divide cada sección en intervalos regulares de 1 cm, obteniendo N puntos de muestreo a los que se debe asignar el código correspondiente a la facies presente en dicho punto, con total independencia a la secuencia deposicional a la que pertenezcan. Ello supone el examen detallado de un número muy elevado de muestras y láminas delgadas

| Facies | Código |
|--|--------|
| Junta de arcillas | 0 |
| 4 ₃ Calizas oolíticas vadosas | 0.1 |
| 4 ₂ Calizas lajosas | 0.2 |
| 4 ₁ Calizas estromatolíticas | 0.3 |
| 3 ₂ Margas fosilíferas | 0.4 |
| 3 ₁ Calizas con ostrácodos | 0.5 |
| 2 ₄ Margas fosilíferas | 0.6 |
| 2 ₃ Calizas oolíticas con foraminíferos | 0.7 |
| 2 ₂ Calizas bioclásticas con intraclastos | 0.8 |
| 2 ₁ Calizas bioclásticas con glauconita | 0.9 |
| 1 Calizas for-algal | 1.0 |
| Niveles con estructuras de carstificación, dolomitización o brechificación: + 0.01 | |

Tabla 8.1. Índice numérico asignado a cada facies para modular la señal estratigráfica.

(microfacies) y, por tanto, una inversión en tiempo y costes económicos que restringe las posibilidades reales de este tipo de estudios. En nuestro caso, hemos asignado un mismo código de facies a todos los puntos de muestreo presentes en cada estrato, asumiendo un error en la asignación de códigos que afectará al reconocimiento de los ciclos de mayor frecuencia, pero no al resto. Para evitar introducir variables tendenciosas, se ha considerado en dicho muestreo el espesor total de cada sección, incluyendo los materiales de su base y techo, que si bien desde un planteamiento secuencial forman parte de las secuencias deposicionales inferior (Turoniense Medio) y superior (Coniaciense-Santoniense) a la que se estudia en esta tesis, respectivamente, desde un punto de vista litoestratigráfico pertenecen también a la Fm. Muñecas. De esta forma, se consigue modular una variable discreta (facies) en una serie continua de 6.205 registros o datos en la Sección del Alto del Portillo; 7.005 en Contreras I y 6.740 en Contreras II, siendo todas ellas lo suficientemente amplias como para afrontar con garantías el análisis espectral.

Aunque antes de calcular el espectro de Lomb-Scargle se suele multiplicar cada una de estas secuencias de datos por una ventana temporal de Hanning para reducir el efecto de polarización espectral (ver Anexo II: Técnicas de enventanado), en este caso no se ha empleado ninguna técnica de enventanado con el fin de evitar el efecto del "*Principio de incertidumbre*"¹ que todas ellas introducen. Los espectros obtenidos para cada uno de los casos mencionados se muestran en la Figura 8.1.

En cada uno de los análisis se han desestimado todas aquellas frecuencias con un margen de confianza inferior al 90 % o error > 10% (Tabla 8.2). De un total de 12.120 frecuencias analizadas, en el periodograma de la sección de Muñecas se recogen 19 picos de frecuencia (16 de ellos por encima del 98% de certidumbre), que varían desde los 84 cm a los 40,39 m; por su parte, el periodograma de la sección de Contreras II, agrupa 21 picos de frecuencia (19

por encima del 98%), que oscilan entre 50,59 m y 1,12 m, de un total de 12.650 frecuencias analizadas; en cuanto al periodograma de Contreras I muestra 20 picos de frecuencia de un total de 13.810 analizadas, oscilando entre 46,02 m y 1,52 m, puesto que el primero de ellos, el único que cae por debajo del 98% (97,6%), presenta un valor anómalo de 138,08 m, descartable al quedar muy por encima del espesor total de la sección estratigráfica.

Los picos de las curvas de cada periodograma muestran el valor de cada frecuencia estratigráfica (expresado en cm), es decir, la pauta de repetición o intervalo de recurrencia de las litofacies a lo largo de la sucesión estudiada, lo que no quiere decir que todas ellas sean cíclicas. Únicamente se tendrá certeza de esta ciclicidad en aquellas frecuencias que presenten un buen coeficiente de correlación lineal con los periodos de los ciclos paleoclimáticos de Milankovitch. En el resto, un grupo estará integrado por frecuencias igualmente cíclicas, pero debidas a otros factores no considerados aquí, probablemente internos y locales (autocíclicos); un segundo grupo estará integrado por frecuencias que reflejan una repetición irregular de eventos deposicionales de carácter episódico dentro del intervalo estratigráfico estudiado (Ej. niveles de tormenta); y un tercer grupo representa "ruido" en la señal analizada, que escapa al umbral de confianza establecido.

La siguiente etapa en este proceso (la más importante) consiste en averiguar la dimensión temporal de las periodicidades estratigráficas reconocidas en cada periodograma. Generalmente, este paso se realiza sin grandes dificultades en sucesiones con biozonas bien definidas, pero en dominios de plataforma somera, con un registro incompleto (interrupciones sedimentarias) y con escaso valor bioestratigráfico, el proceso es más complejo. No obstante, en nuestro caso se parte de la hipótesis de que parte de los ciclos deposicionales reconocidos a lo largo de la sucesión caen dentro de la banda de frecuencias de Milankovitch (ver apartado 8.2); ésta es una

¹ pérdida de resolución en frecuencia del espectro debido al umbral de detección de periodos de menor frecuencia que introduce la dimensión, en este caso espacial, del intervalo de muestreo.

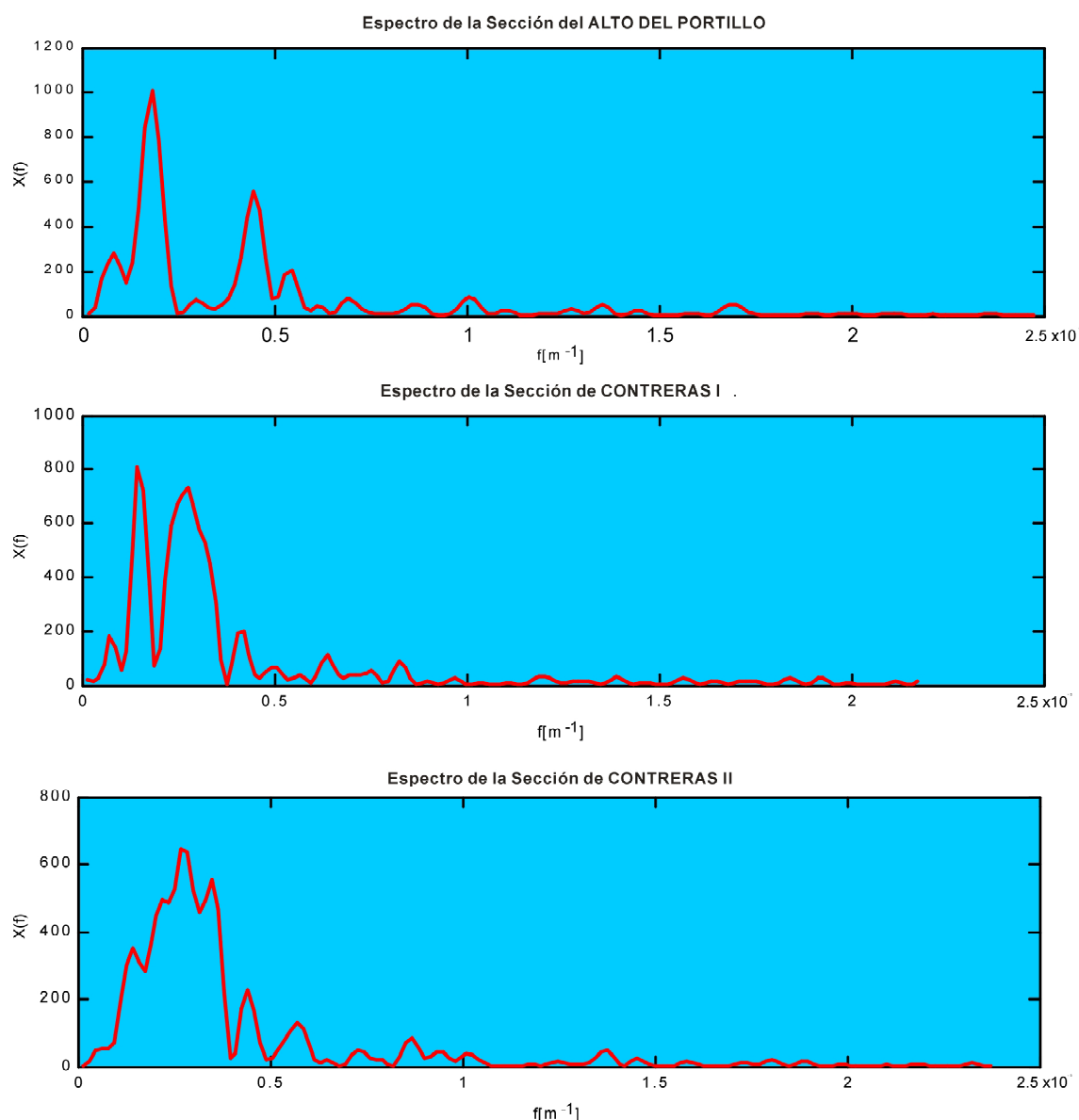


Figura 8.1. Periodogramas o curva del espectro de Lomb-Scargle de las secciones de Alto del Portillo, Contreras I y Contreras II, mostrando en cada una de ellas los picos de frecuencia que presentan un nivel de certidumbre superior al 90%.

clave importante a partir de la cual se puede llegar a identificar la duración temporal de las periodicidades estratigráficas (Longo *et al.*, 1994).

Para ello, es necesario conocer cual es el valor de las periodicidades orbitales durante el Turoniense Superior (89 Ma), ya que como se ha comentado (ver apartado 5.4.1), si bien los ciclos de excentricidad han permanecido invariables a lo largo de la historia de la Tierra,

aceptándose la existencia de ciclos de 400 Ka, 123 Ka y 95 Ka (Schwarzacher, 2000; Berger *et al.*, 1992), la duración de los ciclos de oblicuidad y precesión ha ido aumentando hasta nuestros días. Berger *et al.* (1989 y 1992) estimaron el valor de los periodos asociados a estos ciclos orbitales (precesión y oblicuidad) en el pasado y elaboraron una curva de variación de dichos periodos para los últimos 500 Ma (Fig. 8.2). Esta gráfica destaca por su carácter rectilíneo, con

| ALTO DEL PORTILLO | | | CONTRERAS1 | | | CONTRERAS2 | | |
|-------------------|-----------------|-----------------|------------|-----------------|-----------------|------------|-----------------|-----------------|
| A: 6060 | | | A: 6905 | | | A: 6325 | | |
| B: 12120 | | | B: 13810 | | | B: 12650 | | |
| C: 19 | | | C: 20 | | | C: 21 | | |
| Pico | Frecuencia (cm) | Certidumbre (%) | Pico | Frecuencia (cm) | Certidumbre (%) | Pico | Frecuencia (cm) | Certidumbre (%) |
| 1 | 4039 | 100.000 | 1 | 13808 | 97.644 | 1 | 5059 | 100.000 |
| 2 | 2020 | 100.000 | 2 | 4602 | 100.000 | 2 | 2529 | 100.000 |
| 3 | 1276 | 100.000 | 3 | 2510 | 100.000 | 3 | 1686 | 100.000 |
| 4 | 866 | 100.000 | 4 | 1380 | 100.000 | 4 | 1405 | 100.000 |
| 5 | 713 | 100.000 | 5 | 920 | 100.000 | 5 | 1099 | 100.000 |
| 6 | 638 | 100.000 | 6 | 789 | 100.000 | 6 | 872 | 100.000 |
| 7 | 564 | 100.000 | 7 | 690 | 100.000 | 7 | 683 | 100.000 |
| 8 | 449 | 100.000 | 8 | 613 | 100.000 | 8 | 602 | 99.106 |
| 9 | 391 | 100.000 | 9 | 552 | 100.000 | 9 | 538 | 100.000 |
| 10 | 356 | 99.990 | 10 | 521 | 100.000 | 10 | 451 | 100.000 |
| 11 | 311 | 100.000 | 11 | 476 | 100.000 | 11 | 414 | 100.000 |
| 12 | 292 | 100.000 | 12 | 406 | 99.966 | 12 | 389 | 100.000 |
| 13 | 275 | 100.000 | 13 | 328 | 100.000 | 13 | 316 | 99.052 |
| 14 | 250 | 92.708 | 14 | 303 | 99.867 | 14 | 287 | 100.000 |
| 15 | 235 | 100.000 | 15 | 284 | 100.000 | 15 | 272 | 99.993 |
| 16 | 200 | 93.471 | 16 | 253 | 99.999 | 16 | 250 | 99.217 |
| 17 | 132 | 98.568 | 17 | 230 | 99.336 | 17 | 220 | 99.987 |
| 18 | 88 | 99.961 | 18 | 215 | 99.997 | 18 | 153 | 99.945 |
| 19 | 84 | 93.276 | 19 | 206 | 99.896 | 19 | 146 | 98.210 |
| - | - | - | 20 | 152 | 98.174 | 20 | 141 | 96.829 |
| - | - | - | - | - | - | 21 | 112 | 97.259 |

Tabla 8.2. Picos de frecuencia espectral mostrando el periodo de repetición y el nivel de certidumbre.; (A) tamaño de los vectores de entrada; (B) frecuencias evaluadas; (C) número de picos con error < 10%.

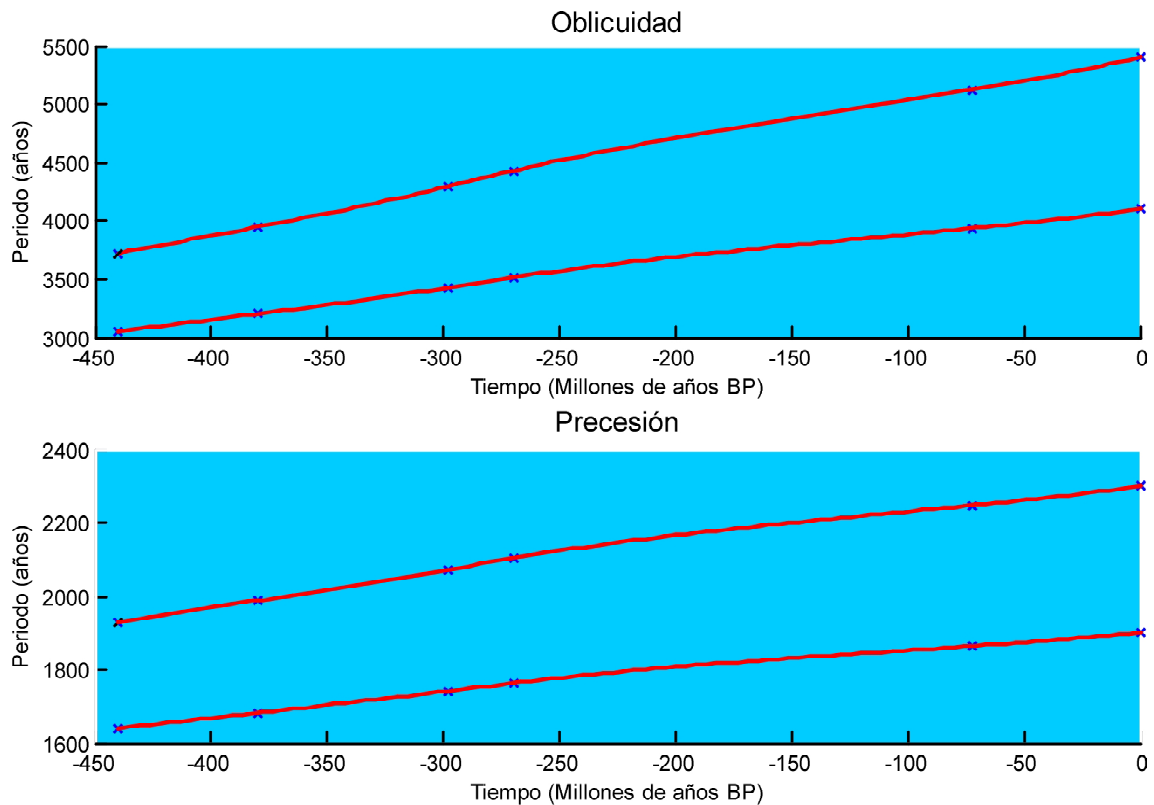


Figura 8.2. Curvas de variación de los ciclos paleoclimáticos de Oblicuidad y Precesión en los últimos 500 Ma de la historia de la Tierra (Berger *et al.*, 1989).

| | OBLICUIDAD | | PRECESIÓN | |
|---|------------|--------|-----------|--------|
| a | 50.603 | 39.028 | 22.371 | 18.557 |
| b | 50.618 | 39.042 | 22.366 | 18.566 |
| c | 15 | 24 | 5 | 9 |

Tabla 8.3. Duración de los ciclos de Oblicuidad y Precesión astronómica a finales del Turoniense Superior (89 Ma), expresados en años: a) valores obtenidos para la pendiente de la curva comprendida entre 72 Ma y 100 Ma; b) valores obtenidos para la pendiente de la curva comprendida entre 50 Ma y 100 Ma; c) diferencia en términos absolutos entre los dos conjuntos de resultados. Pequeñas desviaciones, de hasta un entero en el valor de la pendiente, no introducen cambios significativos en el resultado final; la diferencia entre los dos conjuntos de datos oscila en términos absolutos entre 5 y 24 años, margen de error perfectamente admisible en este tipo de estudios.

una pauta de evolución lineal durante los últimos 100 Ma, presentando un punto de inflexión hacia los 250 Ma, que coincide temporalmente con la fragmentación de la Pangea II a finales del Paleozoico Superior. A partir de los datos de Berger *et al.* (*op. cit.*), se puede conocer con facilidad la duración de dichos periodos para cualquier momento comprendido dentro de esos últimos 500 Ma; en nuestro caso, para el Turoniense Superior (89 Ma), la duración de tales ciclos orbitales es la que se recoge en la Tabla 8.3.

La principal contribución de estos autores está en los datos que proporcionan, ya que dejando a un lado el razonamiento astronómico y procesamiento matemático para la obtención de los mismos, a partir de estos datos se puede calcular la duración de dichos periodos en cualquier momento de esos 500 Ma, mediante interpolación lineal entre dos puntos de cada curva, lo que a efectos prácticos constituye un método muy sencillo manteniendo un margen de precisión muy alto.

A continuación, se relacionan las periodicidades orbitales calculadas, incluyendo

las correspondientes a los ciclos de Excentricidad, con el valor de los picos de frecuencia (periodicidad estratigráfica) de los periodogramas obtenidos en el espectro de Lomb-Scargle. Para ello, se normalizan los valores de periodicidad orbital (expresados en años), obteniendo una tabla de índices relativos (Tabla 8.4), que representan el cociente de dividir todas estas periodicidades entre sí. El mismo proceso se repite con los picos de frecuencias estratigráficas expresados en metros, obteniendo una segunda tabla que muestra los índices relativos o ratios de dichas frecuencias estratigráficas (Tablas 8.5, 8.6 y 8.7). De esta forma, se obtienen dos conjuntos de valores (ratios orbitales y estratigráficos), cuyo carácter adimensional permite su comparación, buscando entre todas las combinaciones posibles aquellas que presenten el mejor coeficiente de correlación.

En la Tabla de ratios de periodicidad orbital (Tabla 8.4), únicamente la primera fila permite confrontar los seis periodos considerados, el resto disminuyen de manera progresiva en una unidad el número de periodos, por lo que son descartadas en el ejercicio de correlación. Las tablas de ratios de periodicidad estratigráfica

| | Periodicidad (años) | | | | | | |
|---------------------|---------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| | 400000 | 123000 | 95000 | 50603 | 39028 | 22371 | 18557 |
| Periodicidad (años) | | | | | | | |
| 400000 | 1 | 00.30750 | 00.23750 | 00.12651 | 00.09757 | 00.05593 | 00.04639 |
| 123000 | 3.25203 | 1 | 00.77236 | 00.41141 | 00.31730 | 00.18188 | 00.15087 |
| 95000 | 04.21053 | 01.29474 | 1 | 00.53266 | 00.41082 | 00.23548 | 00.19534 |
| 50603 | 07.90467 | 02.43069 | 01.87736 | 1 | 00.77126 | 00.44209 | 00.36672 |
| 39028 | 10.24905 | 03.15158 | 02.43415 | 01.29658 | 1 | 00.57320 | 00.47548 |
| 22371 | 17.88029 | 05.49819 | 04.24657 | 02.26199 | 01.74458 | 1 | 00.82951 |
| 18557 | 21.55521 | 06.62823 | 05.11936 | 02.72690 | 02.10314 | 01.20553 | 1 |

Tabla 8.4. Ratios de periodicidad orbital.

Periodicidad estratigráfica (m)

| Periodicidad estratigráfica (m) | 40,39 | 20,20 | 12,76 | 8,66 | 7,13 | 6,38 | 5,64 | 4,49 | 3,91 | 3,56 | 3,11 | 2,92 | 2,75 | 2,50 | 2,35 | 2,00 | 1,32 | 0,88 | 0,84 |
|---------------------------------|----------|----------|----------|----------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 40,39 | 1 | 0,50000 | 0,31579 | 0,21429 | 0,17647 | 0,15789 | 0,13953 | 0,11111 | 0,09677 | 0,08824 | 0,07692 | 0,07229 | 0,06818 | 0,06186 | 0,05825 | 0,04959 | 0,03279 | 0,02174 | 0,02076 |
| 20,20 | 2,00000 | 1 | 0,63158 | 0,42857 | 0,35294 | 0,31579 | 0,27907 | 0,22222 | 0,19355 | 0,17647 | 0,15385 | 0,14458 | 0,13636 | 0,12371 | 0,11651 | 0,09917 | 0,06557 | 0,04348 | 0,04152 |
| 12,76 | 3,16667 | 1,58333 | 1 | 0,67857 | 0,53882 | 0,50000 | 0,44186 | 0,35185 | 0,30645 | 0,27941 | 0,24359 | 0,22892 | 0,21591 | 0,19588 | 0,18447 | 0,15703 | 0,10383 | 0,06884 | 0,06574 |
| 8,66 | 4,66667 | 2,33333 | 1,47368 | 1 | 0,82353 | 0,73684 | 0,65116 | 0,51852 | 0,45161 | 0,41176 | 0,35897 | 0,33735 | 0,31818 | 0,28866 | 0,27185 | 0,23141 | 0,15301 | 0,10145 | 0,09689 |
| 7,13 | 5,66667 | 2,83333 | 1,78947 | 1,21429 | 1 | 0,89474 | 0,79070 | 0,62963 | 0,54839 | 0,50000 | 0,43590 | 0,40964 | 0,38636 | 0,35052 | 0,33010 | 0,28099 | 0,18579 | 0,12319 | 0,11765 |
| 6,38 | 6,33333 | 3,16667 | 2,00000 | 1,35714 | 1,11765 | 1 | 0,88372 | 0,70370 | 0,61290 | 0,55882 | 0,48718 | 0,45783 | 0,43182 | 0,39175 | 0,36893 | 0,31405 | 0,20765 | 0,13768 | 0,13149 |
| 5,64 | 7,16667 | 3,58333 | 2,6316 | 1,53571 | 1,26471 | 1,13158 | 1 | 0,79630 | 0,69355 | 0,63235 | 0,55128 | 0,51807 | 0,48864 | 0,44330 | 0,41748 | 0,35537 | 0,23497 | 0,15580 | 0,14879 |
| 4,49 | 9,00000 | 4,50000 | 2,84211 | 1,92857 | 1,58824 | 1,42105 | 1,25581 | 1 | 0,87097 | 0,79412 | 0,69231 | 0,65060 | 0,61364 | 0,55670 | 0,52427 | 0,44628 | 0,29508 | 0,19565 | 0,18685 |
| 3,91 | 10,33333 | 5,16667 | 3,26316 | 2,21429 | 1,82353 | 1,63158 | 1,44186 | 1,14815 | 1 | 0,91176 | 0,79487 | 0,74699 | 0,70455 | 0,63918 | 0,60194 | 0,51240 | 0,33880 | 0,22464 | 0,21453 |
| 3,56 | 11,33333 | 5,66666 | 3,57895 | 2,42857 | 2,00000 | 1,78947 | 1,58139 | 1,25926 | 1,09677 | 1 | 0,87180 | 0,81928 | 0,77273 | 0,70103 | 0,66019 | 0,56198 | 0,37158 | 0,24638 | 0,23529 |
| 3,11 | 12,99999 | 6,49999 | 4,10526 | 2,78571 | 2,29412 | 2,05263 | 1,81395 | 1,44444 | 1,25806 | 1,14706 | 1 | 0,93976 | 0,88636 | 0,80412 | 0,75728 | 0,64463 | 0,42623 | 0,28261 | 0,26990 |
| 2,92 | 13,83332 | 6,91666 | 4,36842 | 2,96428 | 2,44117 | 2,18421 | 1,93023 | 1,53704 | 1,33871 | 1,22859 | 1,06410 | 1 | 0,94318 | 0,85567 | 0,80583 | 0,68595 | 0,45355 | 0,30072 | 0,28720 |
| 2,75 | 14,66665 | 7,33332 | 4,63157 | 3,14285 | 2,58823 | 2,31579 | 2,04651 | 1,62963 | 1,41935 | 1,29412 | 1,12820 | 1,06024 | 1 | 0,90722 | 0,85437 | 0,72727 | 0,48087 | 0,31884 | 0,30450 |
| 2,50 | 16,16665 | 8,08332 | 5,10526 | 3,46428 | 2,85294 | 2,55263 | 2,25581 | 1,79629 | 1,56451 | 1,42447 | 1,24359 | 1,16867 | 1,10227 | 1 | 0,94175 | 0,80165 | 0,53005 | 0,35145 | 0,33564 |
| 2,35 | 17,16664 | 8,58332 | 5,42104 | 3,67857 | 3,02941 | 2,71052 | 2,39535 | 1,90740 | 1,66129 | 1,51470 | 1,32051 | 1,24096 | 1,17045 | 1,06186 | 1 | 0,85124 | 0,56284 | 0,37319 | 0,35640 |
| 2,00 | 20,16663 | 10,08332 | 6,56841 | 4,32142 | 3,55882 | 3,18421 | 2,81395 | 2,24074 | 1,95161 | 1,77941 | 1,55128 | 1,45783 | 1,37500 | 1,24742 | 1,17476 | 1 | 0,66120 | 0,43840 | 0,41868 |
| 1,32 | 30,50000 | 15,25000 | 9,63158 | 6,53571 | 5,38235 | 4,81579 | 4,25581 | 3,38889 | 2,95161 | 2,69118 | 2,34616 | 2,20482 | 2,07955 | 1,88660 | 1,77670 | 1,51240 | 1 | 0,66304 | 0,63322 |
| 0,88 | 46,00005 | 23,00003 | 14,52633 | 9,85715 | 8,11766 | 7,26317 | 6,41861 | 5,11112 | 4,45162 | 4,05883 | 3,53847 | 3,32531 | 3,13637 | 2,84537 | 2,67962 | 2,28100 | 1,50820 | 1 | 0,95502 |
| 0,84 | 48,16673 | 24,08336 | 15,21055 | 10,32144 | 8,50001 | 7,60527 | 6,72094 | 5,35186 | 4,66130 | 4,25001 | 3,70514 | 3,48194 | 3,28410 | 2,97939 | 2,80583 | 2,38844 | 1,57924 | 1,04710 | 1 |

Tabla 8.5. Ratios de Periodicidad estratigráfica en la sección del Alto del Portillo.

| Periodicidad estratigráfica (m) | Periodicidad estratigráfica (m) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------------------------------|---------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| | 138,080 | 46,026 | 25,106 | 13,808 | 9,206 | 7,890 | 6,904 | 6,136 | 5,524 | 5,210 | 4,762 | 4,062 | 3,288 | 3,034 | 2,848 | 2,534 | 2,302 | 2,158 | 2,060 | 1,526 |
| 138,080 | 1 | 30,33333 | 00,18182 | 00,10000 | 00,06667 | 00,05714 | 00,05000 | 00,04444 | 00,04000 | 00,03776 | 00,03448 | 00,02941 | 00,02381 | 00,02198 | 00,02062 | 00,01835 | 00,01667 | 00,01562 | 00,01493 | 00,01105 |
| 46,026 | 3,00004 | 1 | 00,54545 | 00,30000 | 00,20000 | 00,17143 | 00,15000 | 00,13333 | 00,12000 | 00,11321 | 00,10345 | 00,08824 | 00,07143 | 00,06593 | 00,06186 | 00,05505 | 00,05000 | 00,04687 | 00,04478 | 00,03315 |
| 25,106 | 5,50000 | 1,83333 | 1 | 00,55000 | 00,36667 | 00,31429 | 00,27500 | 00,24444 | 00,22000 | 00,20755 | 00,19566 | 00,16176 | 00,13095 | 00,12088 | 00,11340 | 00,10092 | 00,09167 | 00,08594 | 00,08209 | 00,06077 |
| 13,808 | 10,00000 | 3,33333 | 1,81818 | 1 | 00,66667 | 00,57143 | 00,50000 | 00,44444 | 00,40000 | 00,37736 | 00,34483 | 00,29412 | 00,23810 | 00,21978 | 00,20619 | 00,18349 | 00,16667 | 00,15625 | 00,14925 | 00,11030 |
| 9,206 | 15,00000 | 5,00000 | 2,72727 | 1,50000 | 1 | 00,85714 | 00,75000 | 00,66667 | 00,60000 | 00,56604 | 00,51724 | 00,44118 | 00,35714 | 00,33967 | 00,30928 | 00,27523 | 00,25000 | 00,23437 | 00,22388 | 00,16575 |
| 7,890 | 17,50000 | 5,83333 | 3,18182 | 1,75000 | 1,16667 | 1 | 00,87500 | 00,77778 | 00,70000 | 00,66038 | 00,60345 | 00,51471 | 00,41667 | 00,38462 | 00,36082 | 00,32110 | 00,29167 | 00,27344 | 00,26119 | 00,19337 |
| 6,904 | 20,00000 | 6,66667 | 3,63636 | 2,00000 | 1,33333 | 1,14286 | 1 | 00,88889 | 00,80000 | 00,75472 | 00,68966 | 00,58824 | 00,47619 | 00,43956 | 00,41237 | 00,36697 | 00,33333 | 00,31250 | 00,29851 | 00,22099 |
| 6,136 | 22,50000 | 7,50000 | 4,09091 | 2,25000 | 1,50000 | 1,28571 | 1,12500 | 1 | 00,90000 | 00,84906 | 00,77586 | 00,66176 | 00,53571 | 00,49451 | 00,46392 | 00,41284 | 00,37500 | 00,35156 | 00,33582 | 00,24862 |
| 5,524 | 24,99999 | 8,33333 | 4,54545 | 2,50000 | 1,66667 | 1,42857 | 1,25000 | 1,11111 | 1 | 00,94340 | 00,86207 | 00,73529 | 00,59524 | 00,54945 | 00,51546 | 00,45872 | 00,41667 | 00,39062 | 00,37313 | 00,27624 |
| 5,210 | 26,99999 | 8,83333 | 4,81818 | 2,65000 | 1,76667 | 1,51428 | 1,32500 | 1,17778 | 1,06000 | 1 | 00,91379 | 00,77941 | 00,63095 | 00,58242 | 00,54639 | 00,48624 | 00,44167 | 00,41406 | 00,39552 | 00,29282 |
| 4,762 | 28,99999 | 9,66666 | 5,27273 | 2,90000 | 1,93333 | 1,65714 | 1,45000 | 1,28889 | 1,16000 | 1,09434 | 1 | 00,85294 | 00,69048 | 00,63736 | 00,59794 | 00,53211 | 00,48333 | 00,45312 | 00,43284 | 00,32044 |
| 4,062 | 33,99998 | 11,33333 | 6,18182 | 3,40000 | 2,26666 | 1,94286 | 1,70000 | 1,51111 | 1,36000 | 1,28302 | 1,17241 | 1 | 00,80952 | 00,71725 | 00,70103 | 00,62385 | 00,56667 | 00,53125 | 00,50746 | 00,37569 |
| 3,288 | 42,00000 | 14,00000 | 7,63636 | 4,20000 | 2,80000 | 2,40000 | 2,10000 | 1,86667 | 1,68000 | 1,58491 | 1,44828 | 1,25529 | 1 | 00,92308 | 00,86598 | 00,77064 | 00,70000 | 00,65625 | 00,62687 | 00,46409 |
| 3,034 | 45,50001 | 15,16667 | 8,27273 | 4,55000 | 3,03333 | 2,60000 | 2,27500 | 2,02222 | 1,82000 | 1,71698 | 1,55897 | 1,33824 | 1,08333 | 1 | 00,93814 | 00,83486 | 00,75833 | 00,71094 | 00,67910 | 00,50276 |
| 2,848 | 48,50002 | 16,16667 | 8,81819 | 4,85000 | 3,23333 | 2,77143 | 2,42500 | 2,15556 | 1,94000 | 1,83019 | 1,67242 | 1,42647 | 1,15476 | 1,0593 | 1 | 00,88991 | 00,80833 | 00,75781 | 00,72388 | 00,53591 |
| 2,534 | 54,50003 | 18,16668 | 9,90910 | 5,45000 | 3,63334 | 3,11429 | 2,72500 | 2,42222 | 2,18000 | 2,05661 | 1,87931 | 1,60294 | 1,29762 | 1,19780 | 1,12371 | 1 | 00,90833 | 00,85156 | 00,81343 | 00,60221 |
| 2,302 | 60,00005 | 20,00002 | 10,90910 | 6,00000 | 4,00000 | 3,42857 | 3,00000 | 2,66667 | 2,40000 | 2,26415 | 2,0897 | 1,76471 | 1,42857 | 1,31868 | 1,23711 | 1,10092 | 1 | 00,93750 | 00,89552 | 00,66298 |
| 2,158 | 64,00006 | 21,33335 | 11,63638 | 6,40001 | 4,26667 | 3,65715 | 3,20000 | 2,84445 | 2,56000 | 2,41510 | 2,20690 | 1,88236 | 1,52381 | 1,40659 | 1,31959 | 1,17431 | 1,06667 | 1 | 00,95522 | 00,70718 |
| 2,060 | 67,00006 | 22,33335 | 12,18183 | 6,70001 | 4,46667 | 3,82857 | 3,35000 | 2,97778 | 2,68000 | 2,52831 | 2,31035 | 1,97059 | 1,59524 | 1,47553 | 1,38144 | 1,22936 | 1,11667 | 1,04688 | 1 | 00,74033 |
| 1,526 | 90,50012 | 30,16671 | 16,45457 | 9,05001 | 6,03334 | 5,17143 | 4,52501 | 4,02223 | 3,62001 | 3,41510 | 3,12070 | 2,66177 | 2,15476 | 1,98201 | 1,86598 | 1,66055 | 1,50833 | 1,41406 | 1,35075 | 1 |

Tabla 8.6. Ratios de Periodicidad estratigráfica en la sección de Contreras I.

Periodicidad estratigráfica (m)

| | 50.592 | 25.296 | 16.864 | 14.054 | 10.998 | 8.722 | 6.836 | 6.022 | 5.382 | 4.518 | 4.146 | 3.892 | 3.162 | 2.874 | 2.72 | 2.504 | 2.2 | 1.534 | 1.462 | 1.414 | 1.124 |
|--------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| 50.592 | 1 | 00.50000 | 00.33333 | 00.27778 | 00.21739 | 00.17241 | 00.13514 | 00.11905 | 00.10638 | 00.08929 | 00.08197 | 00.07692 | 00.06250 | 00.05682 | 00.05376 | 00.04950 | 00.04348 | 00.03030 | 00.02890 | 00.02793 | 00.02222 |
| 25.296 | 2.00000 | 1 | 00.66667 | 00.55556 | 00.43478 | 00.34483 | 00.27027 | 00.23810 | 00.21277 | 00.17857 | 00.16393 | 00.15385 | 00.12500 | 00.11364 | 00.10753 | 00.09901 | 00.08696 | 00.06661 | 00.05780 | 00.05587 | 00.04444 |
| 16.864 | 3.00000 | 1.50000 | 1 | 00.83333 | 00.65217 | 00.51724 | 00.40541 | 00.35714 | 00.31915 | 00.26786 | 00.24590 | 00.23077 | 00.18750 | 00.17045 | 00.16129 | 00.14851 | 00.13043 | 00.09091 | 00.08671 | 00.08380 | 00.06667 |
| 14.054 | 3.60000 | 1.80000 | 1.20000 | 1 | 00.78261 | 00.62069 | 00.48649 | 00.42857 | 00.38298 | 00.32143 | 00.29508 | 00.27692 | 00.22500 | 00.20455 | 00.19355 | 00.17822 | 00.15652 | 00.10909 | 00.10405 | 00.10056 | 00.08000 |
| 10.998 | 4.60000 | 2.30000 | 1.53333 | 1.27778 | 1 | 00.79310 | 00.62102 | 00.54762 | 00.48736 | 00.41071 | 00.37705 | 00.35385 | 00.28750 | 00.26136 | 00.24731 | 00.22772 | 00.20000 | 00.13939 | 00.13295 | 00.12849 | 00.10222 |
| 8.722 | 5.80000 | 2.90000 | 1.93333 | 1.61111 | 1.26087 | 1 | 00.78378 | 00.69048 | 00.61702 | 00.51786 | 00.47541 | 00.44615 | 00.36250 | 00.32955 | 00.31183 | 00.28713 | 00.25217 | 00.17576 | 00.16763 | 00.16201 | 00.12889 |
| 6.836 | 7.40000 | 3.70000 | 2.46667 | 2.05556 | 1.60870 | 1.27586 | 1 | 00.88095 | 00.78723 | 00.66071 | 00.60656 | 00.56923 | 00.46250 | 00.42045 | 00.39785 | 00.36634 | 00.32174 | 00.22424 | 00.21387 | 00.20670 | 00.16444 |
| 6.022 | 8.40000 | 4.20000 | 2.80000 | 2.33333 | 1.82609 | 1.44828 | 1.13513 | 1 | 00.89362 | 00.75000 | 00.68852 | 00.64615 | 00.52500 | 00.47727 | 00.45161 | 00.41584 | 00.36522 | 00.25455 | 00.24277 | 00.23464 | 00.18667 |
| 5.382 | 9.40000 | 4.70000 | 3.13333 | 2.61111 | 2.04348 | 1.62069 | 1.27027 | 1.11905 | 1 | 00.83929 | 00.77049 | 00.72308 | 00.58750 | 00.53409 | 00.50538 | 00.46535 | 00.40870 | 00.28485 | 00.27168 | 00.26257 | 00.20889 |
| 4.518 | 11.19999 | 5.60000 | 3.73333 | 3.11111 | 2.43478 | 1.93103 | 1.51351 | 1.33333 | 1.19149 | 1 | 00.91803 | 00.86154 | 00.70000 | 00.63636 | 00.60215 | 00.55445 | 00.48696 | 00.33939 | 00.32270 | 00.31285 | 00.24889 |
| 4.146 | 12.19999 | 6.10000 | 4.06666 | 3.38889 | 2.65217 | 2.10345 | 1.64863 | 1.45238 | 1.29787 | 1.08929 | 1 | 00.93846 | 00.76250 | 00.69318 | 00.65591 | 00.60396 | 00.53043 | 00.36970 | 00.35260 | 00.34078 | 00.27111 |
| 3.892 | 12.99999 | 6.50000 | 4.33333 | 3.61111 | 2.82608 | 2.24138 | 1.75676 | 1.54762 | 1.38298 | 1.16071 | 1.06557 | 1 | 00.81250 | 00.73864 | 00.69892 | 00.64356 | 00.56222 | 00.39394 | 00.37572 | 00.36313 | 00.28889 |
| 3.162 | 16.00000 | 8.00000 | 5.33333 | 4.44444 | 3.47826 | 2.75862 | 2.16216 | 1.90476 | 1.70213 | 1.42837 | 1.31148 | 1.23077 | 1 | 00.90909 | 00.86021 | 00.79208 | 00.69565 | 00.48485 | 00.46243 | 00.44693 | 00.35556 |
| 2.874 | 17.60000 | 8.80000 | 5.86667 | 4.88889 | 3.82609 | 3.03448 | 2.37838 | 2.09524 | 1.87234 | 1.57143 | 1.44262 | 1.35385 | 1.10000 | 1 | 00.94624 | 00.87129 | 00.76522 | 00.53333 | 00.50867 | 00.49162 | 00.39111 |
| 2.72 | 18.60000 | 9.30000 | 6.20000 | 5.16667 | 4.04348 | 3.20690 | 2.51351 | 2.21429 | 1.97872 | 1.66072 | 1.52459 | 1.43077 | 1.16250 | 1.05682 | 1 | 00.92079 | 00.80870 | 00.56564 | 00.53757 | 00.51955 | 00.41333 |
| 2.504 | 20.20001 | 10.10000 | 6.73334 | 5.61111 | 4.39131 | 3.48276 | 2.72973 | 2.40476 | 2.14894 | 1.80337 | 1.65574 | 1.55385 | 1.26250 | 1.14773 | 1.08602 | 1 | 00.87826 | 00.61212 | 00.58382 | 00.56425 | 00.44889 |
| 2.2 | 23.00002 | 11.50001 | 7.66667 | 6.38889 | 5.00000 | 3.96552 | 3.10811 | 2.73810 | 2.44681 | 2.05337 | 1.88525 | 1.76923 | 1.43750 | 1.30682 | 1.23656 | 1.13861 | 1 | 00.69697 | 00.66474 | 00.64246 | 00.51111 |
| 1.534 | 32.99998 | 16.49999 | 10.99999 | 9.16666 | 7.17391 | 5.68965 | 4.45946 | 3.92857 | 3.51064 | 2.94643 | 2.70492 | 2.55846 | 2.06250 | 1.87500 | 1.77419 | 1.63366 | 1.43478 | 1 | 00.93376 | 00.92179 | 00.73333 |
| 1.462 | 34.99997 | 17.29998 | 11.53332 | 9.61110 | 7.52173 | 5.96551 | 4.67567 | 4.11904 | 3.68085 | 3.08928 | 2.85606 | 2.66154 | 2.16250 | 1.96591 | 1.86021 | 1.71387 | 1.50435 | 1.04848 | 1 | 00.96648 | 00.76889 |
| 1.414 | 35.79996 | 17.89998 | 11.93332 | 9.94443 | 7.78260 | 6.17241 | 4.83783 | 4.26190 | 3.80851 | 3.19643 | 2.93442 | 2.75384 | 2.23750 | 2.03409 | 1.92473 | 1.77227 | 1.55652 | 1.08485 | 1.03468 | 1 | 00.79556 |
| 1.124 | 44.99991 | 22.49996 | 14.99997 | 12.49997 | 9.78259 | 7.75860 | 6.08107 | 5.35713 | 4.78723 | 4.01785 | 3.68852 | 3.46153 | 2.81249 | 2.55681 | 2.41935 | 2.22772 | 1.95652 | 1.36363 | 1.30038 | 1.25698 | 1 |

Tabla 8.7. Ratios de Periodicidad estratigráfica en la sección de Contreras II.

presentan tantas filas y columnas como picos de frecuencia aparecen por encima del umbral de confianza en el periodograma. Desde un punto de vista analítico, esto quiere decir que, con una certidumbre de al menos un 90%, representan frecuencias reales de repetición de facies a lo largo de la sucesión sedimentaria y, por ello, todas son válidas para ser correlacionadas con los ratios de periodicidad orbital.

La correlación entre los dos conjuntos de ratios se realiza por filas de datos, comparando la primera fila de la tabla de ratios orbitales con todas las de la tabla de ratios estratigráficos. Se buscan aquellos datos de esta segunda tabla que, agrupados en una fila, se correlacionen mejor con los ratios orbitales, es decir, aquéllos que en conjunto presenten menores diferencias con los ratios orbitales en términos absolutos. Este proceso se ha automatizado informáticamente, simplificando su desarrollo y garantizando una elevada precisión con unos coeficientes de correlación lineal muy altos (Tabla 8.8).

Los resultados obtenidos muestran la ausencia de valores que correlacionen con el de 18.557 Ka (0.04639) en las tres tablas de ratios estratigráficos; el resto de ratios orbitales tienen su equivalente estratigráfico en una u otra de las tablas, o en todas ellas. En la tabla de datos de la sección del Alto de Portillo (Tabla 8.5), los ratios que mejor correlacionan con los orbitales se encuentran en la tercera fila, estableciéndose sólo cinco pares de datos, al no existir ningún valor que presente una buena correlación con la de 50.603 Ka (0.12651). Si expresamos estos resultados en términos de periodicidades estratigráficas (cm) y orbitales (años), se com-

prueba que los periodos o intervalos estratigráficos de 84, 132, 311, 391 y 1.276 cm pueden explicarse en términos de periodicidad orbital, correlacionándose con periodos de 22.371, 39.028, 95, 123 y 400 Ka. No obstante, el ciclo de 22.371 Ka (0.05593) sólo ha sido reconocido en esta sección, en el último pico de frecuencias (84 cm) de su periodograma que, con una certidumbre del 93%, se encuentra muy próximo al umbral de confianza (Tabla 8.3). Si eliminamos este dato, el coeficiente de correlación para la sección del Alto del Portillo aumenta hasta un 0.999971. En la sección de Contreras I, el primer pico de frecuencias (13.808 cm) se descarta por sí mismo, al ser bastante superior al espesor total de la sección, quedando fuera del rango de ciclicidades aquí estudiado. La fila que mejor correlaciona con la de ratios orbitales es la cuarta, estableciéndose únicamente cuatro pares de datos, al no existir ratios estratigráficos equivalentes para las periodicidades de 39.028 Ka (0.09757) y 22.371 Ka (0.05593). En esta sección, los periodos estratigráficos de 152, 328, 406 y 1.380 cm, equivalen temporalmente a periodos de 50.603, 95, 123 y 400 Ka. Por último, en la sección de Contreras II, de nuevo la cuarta fila es la que presenta la mejor correlación con los ratios orbitales, estableciéndose cinco pares de datos, a partir de los cuales se infiere que los intervalos estratigráficos de 146, 153, 316, 414 y 1.405 cm equivalen temporalmente a ciclos de 39.028, 50.603, 95, 123 y 400 Ka.

8.4 Análisis de los resultados

A la luz de los datos anteriores, existe un grupo de frecuencias espectrales del total de las

| | Ratios Orbitales | Ratios estratigráficos | | | | Periodicidades Orbitales (Ka) | Periodicidades espectrales Estratigráficas (cm) | | |
|---|------------------|------------------------|-------------|--------------|---|-------------------------------|---|-------------|--------------|
| | | A.del Portillo | Contreras I | Contreras II | | | A.del Portillo | Contreras I | Contreras II |
| A | 1 | 1 | 1 | 1 | B | 400 | 1276 | 1380 | 1405 |
| | 0.30750 | 0.30645 | 0.29412 | 0.29508 | | 123 | 391 | 406 | 414 |
| | 0.23750 | 0.24359 | 0.23810 | 0.22500 | | 95 | 311 | 328 | 316 |
| | 0.12651 | - | 0.11050 | 0.10909 | | 50.603 | - | 1.52 | 153 |
| | 0.09757 | 0.10383 | - | 0.10056 | | 39.028 | 132 | - | 146 |
| | 0.05593 | 0.06574 | - | - | | 22.371 | 84 | - | - |
| | | 0.99997 0.99969 | 0.99984 | 0.99975 | | | | | |

Tabla 8.8. A) Cuadro de correlación entre los ratios de periodicidad orbital (Tabla 8.4) y estratigráfica de las secciones de Alto del Portillo, Contreras I y Contreras II (Tablas 8.5, 8.6 y 8.7, respectivamente), mostrando los coeficientes de correlación en cada caso; B) Correspondencia a partir de los datos anteriores, entre las periodicidades estratigráficas del espectro de Lomb-Scargle y las de los ciclos astronómicos de Milankovitch.

obtenidas en cada análisis, que se correlacionan estrechamente con ciclos paleoclimáticos de Milankovitch, oscilando entre 39 Ka (22,4 Ka, si consideramos el último pico espectral de 84 cm de la sección del Alto del Portillo) y 400 Ka. Este conjunto de frecuencias espectrales, que pasamos a considerar de origen astronómico, coinciden dentro de unos márgenes muy estrechos en las tres secciones analizadas.

Si ahora consideramos los espesores medios de las secuencias deposicionales obtenidas con anterioridad, podemos analizar qué relación existe entre aquéllos y el valor de las frecuencias de origen astronómico (Tabla 8.9). Destaca el hecho de que no todas estas frecuencias van a estar representadas en el registro sedimentario a modo de secuencias deposicionales: en unos casos debido a que no son detectadas en el propio análisis espectral, como ocurre con los ciclos de precesión de 18.557 y 22.371 Ka (si bien en este último caso, ha sido reconocido con dudas en la sección del Alto del Portillo) y en otros, debido a que dichos ciclos no quedan materializados con un rango propio de secuencias deposicionales, como es el caso del ciclo de excentricidad de 123 Ka, constatándose su presencia en el registro sedimentario espectralmente, con el análisis a microescala de la distribución vertical de facies; en los casos restantes, existe una relación de equivalencia con los diferentes ciclos sedimentarios reconocidos, comprobando cómo a lo largo de las tres secciones estratigráficas, el espesor de las secuencias de 4º, 5º y 6º orden presenta un alto grado de correlación con las frecuencias espectrales

correspondientes a los ciclos de 400, 95 y 50.6 Ka respectivamente, salvo en la sección del Alto del Portillo, en la que el espesor de la secuencia de 6º orden correlaciona mejor con la frecuencia del ciclo de 39.028 Ka. Un aspecto adicional a destacar es que el análisis espectral también ha detectado, en los tres casos, el espesor de la secuencia deposicional SD-1, con la existencia de un pico espectral de frecuencias en cada periodograma, que tiende a reproducir con buen coeficiente de correlación el espesor de dicha secuencia de 3º orden en cada sección estratigráfica. Este no es un hecho que deba sorprendernos si tenemos en cuenta que, como se comentó anteriormente, el análisis espectral se hacía para el conjunto de la Fm. Muñecas y dentro de ésta se engloban parcialmente sedimentos de las dos secuencias de 3º orden adyacentes. En consecuencia, y como prueba de validez del propio método, es lógico que éste reconozca esa frecuencia de repetición de facies, independientemente de que quede fuera del rango de frecuencias de Milankovitch aquí considerado.

El hecho de que los resultados de los análisis espectrales sean tan coincidentes en las tres secciones estratigráficas (analizadas independientemente a partir de sus propios datos de campo), junto con los elevados coeficientes de correlación obtenidos entre las periodicidades orbitales y las espectrales, y entre éstas y el espesor de las secuencias deposicionales, proporcionan un gran margen de confianza en los resultados finales.

| CICLOS ORBITALES (Ka) | | ALTO DEL PORTILLO | | | CONTRERAS I | | | CONTRERAS II | | | | COEF. CORRELACION |
|----------------------------|--------|----------------------------|------------------------|-------|----------------------------|------------------------|-------|----------------------------|------------------------|-------|------|-------------------|
| | | Periodicidad espectral (m) | Secuencia deposicional | | Periodicidad Espectral (m) | Secuencia deposicional | | Periodicidad Espectral (m) | Secuencia deposicional | | | |
| | | | (m) | Rango | | (m) | Rango | | (m) | Rango | | |
| | - | 40,39 | 42,3 | (3º) | 46,02 | 52,35 | (3º) | 50,59 | 50,15 | (3º) | 0,78 | |
| E | 400 | 12,76 | 10,57 | (4º) | 13,80 | 13,08 | (4º) | 14,05 | 12,53 | (4º) | 0,92 | |
| | 123 | 3,91 | - | | 4,06 | - | | 4,14 | - | - | - | |
| | 95 | 3,11 | 2,64 | (5º) | 3,28 | 3,08 | (5º) | 3,16 | 2,95 | (5º) | 0.89 | |
| O | 50,603 | - | - | | 1,52 | 1,53 | (6º) | 1,53 | 1,47 | (6º) | 1 | |
| | 39,028 | 1,32 | 1,32 | (6º) | - | - | | 1,46 | - | | - | |
| P | 22,371 | 0,84 | - | | - | - | | - | - | | - | |
| | 18,557 | - | - | | - | - | | - | - | | - | |
| | | 0,9977 | | | 0,9987 | | | 0,9995 | | | | |
| COEFICIENTE DE CORRELACION | | | | | | | | | | | | |

Tabla 8.9. Relación entre las frecuencias espectrales de naturaleza astronómica y el espesor de las secuencias deposicionales en las secciones de Alto del Portillo, Contreras I y Contreras II, mostrando líneas de correlación cruzadas: entre cada par de datos (frecuencia espectral y espesor de la secuencia deposicional) dentro de las tres secciones (Horizontal); y entre todos los pares de datos en cada sección por separado (Vertical). (E) Excentricidad; (O) oblicuidad; (P) precesión.

A la vista de los datos anteriores, se deduce la estrecha relación existente entre los ciclos sedimentarios de 4º, 5º y 6º orden del Turoniense Superior de la Cordillera Ibérica y los de Milankovitch, constatándose su naturaleza cíclica y su origen paleoclimático. Así mismo, se infiere la dimensión temporal de dichas secuencias y, por tanto, la de la secuencia de 3º orden (SD-1) que las contiene. Los ciclos de 4º orden, cuyo espesor oscila entre 10,5 m y 13,1 m, se correlacionan con *Ciclos Largos de Excentricidad (Long Excentricity Cycles)* de 400 Ka; los ciclos de 5º orden, con un espesor variable entre 2,6 m y 3,1 m, se correlacionan con *Ciclos Cortos de Excentricidad (Short Excentricity Cycles)* de 95 Ka; por su parte, los ciclos de 6º orden se correlacionan con *Ciclos de Oblicuidad (Obliquity cycles)*, si bien ya no está tan claro a cual de ellos se adscriben, debido a la falta de coincidencia total de los datos: si consideramos las secciones de Contreras I y II, los ciclos de 6º orden corresponderían a *Ciclos Largos de Oblicuidad (Long Obliquity Cycles)*, que para el Turoniense Superior tienen una duración de 50,603 Ka; si por el contrario, tenemos en cuenta únicamente la sección del Alto del Portillo, se corresponderían con *Ciclos Cortos de Oblicuidad (Short Obliquity Cycles)*, cuya duración para ese momento era de 39,028 Ka.

Estos ciclos están contenidos a su vez en un ciclo mayor de 3º orden, cuyo origen eustático es en parte diferente, ya que aunque es reconocido sin problemas mediante análisis espectral, no puede ser explicado únicamente, en términos de los factores orbitales aquí estudiados. Este hecho, unido al de la diferente duración de los ciclos de 3º orden, tal y como se observa a lo largo de todo el Mesozoico, niega la posibilidad de una naturaleza periódica, como proponen García *et al.* (1996c). La existencia de factores tectónicos, a escala global y local, y factores glacio-eustáticos (Vera, 1994) pueden ser la causa de la asimetría de los ciclos de 3º orden; dichos factores serían los responsables últimos de la generación de espacio (acomodación) en las cuencas sedimentarias, definiendo el marco general para el desarrollo de secuencias deposicionales de diferente rango; por su parte, los ciclos de variación climática relacionados con factores orbitales serían los respon-

sables del relleno sedimentario de este espacio mediante la génesis de secuencias deposicionales de alta frecuencia (Strasser *et al.*, 2000).

En este trabajo se observa que la sobreimposición de ciclos eustáticos de alta frecuencia provoca señales de amplificación (cuando los diferentes ciclos se encuentran en fase) y de atenuación (cuando están en desfase) en la curva general de oscilación eustática de 3º orden, que distorsionan su naturaleza sinusoidal ideal, acortando o alargando su desarrollo; en ausencia de los factores tectónicos iniciales, dicha sobreimposición puede ser igualmente la responsable de la diferente amplitud temporal de los ciclos de 3º orden en el registro geológico (Goldhammer *et al.*, 1990 y 1994; Borer & Harris, 1991; García *et al.*, 1996c; etc.).

En la secuencia deposicional del Turoniense Superior-Coniaciense Inferior (SD-1), el análisis secuencial permite establecer una relación entre los ciclos de 3º a 6º orden de 1:5:5:2, es decir, un ciclo de 3º orden, cinco ciclos de 4º orden, 25 ciclos de 5º orden y 50 ciclos de 6º orden. A partir de los resultados del análisis cicloestratigráfico se puede estimar la duración total del ciclo de 3º orden, estableciéndose en 2 Ma (5 ciclos de 4º orden x 400 Ka). De esta forma se completa la duración de los diferentes ciclos deposicionales reconocidos en este trabajo (Tabla 8.10), comprobando que los resultados obtenidos precisan los valores calculados previamente a partir de dividir el tiempo representado en los sedimentos (obtenido a partir de datos bio y cronoestratigráficos) por el número total de ciclos (ver 8.2).

Estos resultados caen dentro del rango de periodicidades establecidas por autores previos. En el Triásico de los Alpes, Goldhammer *et al.* (1990) establecen en sus ciclos de 4º y 5º orden una duración de 400 Ka y 100 Ka, respectivamente; Borer & Harris (1991) establecen una duración similar para los ciclos de 4º y 5º orden a partir de análisis espectral en el Pérmico de Estados Unidos, mientras que fijan la duración de los ciclos de 3º orden en 1,5-2 Ma; la correlación es más fina en estudios cicloestratigráficos de materiales cretácicos; así D'Argenio *et al.* (1997) establecen una duración para sus ciclos de 4º y 5º orden (*bundles* y *superbundles*) de

| | | Periodicidades en ciclos deposicionales | | | |
|-----------------------|---------------------------------|---|------------|----------|----------------|
| | | 3º | 4º | 5º | 6º |
| Autores previos | Goldhammer <i>et al.</i> (1990) | - | 400 Ka | 100 Ka | - |
| | Borer & Harris (1991) | 1,5-2 Ma | 400 Ka | 100 Ka | - |
| | Schwarzacher (1993) | 2,03 Ma | 412,8 Ka | 94,9 Ka | - |
| | García <i>et al.</i> (1996c) | 1,95 Ma | 390 Ka | 78 Ka | - |
| | D'Argenio <i>et al.</i> (1997) | - | 404,2 Ka | 94,89 Ka | 49,01-38,03 Ka |
| Datos de este trabajo | Tiempo/nº de ciclos | | 400-440 Ka | 80-88 Ka | 40-44 Ka |
| | Análisis espectral | 2,0 Ma | 400 Ka | 95 Ka | 50,6-39,02 Ka |

Tabla 8.10. Duración de los ciclos sedimentarios de 3º a 6º orden en el Turoniense Superior-Coniaciense inferior de la Cordillera Ibérica y correlación con los datos de autores previos.

404,2 Ka y 94,8 Ka, respectivamente en materiales del Hauteriviense-Valanginiense; García *et al.* (1996c) fijan una duración de 1,95 Ma, 390 Ka y 78 Ka para los ciclos de 3º, 4º y 5º orden, respectivamente en el Albiense-Cenomaniense de la Cordillera Ibérica; y, Schwarzacher (1993) reconoce una ciclicidad de 2,03 Ma, 412,8 Ka y 94,9 Ka para los ciclos de 3º a 5º orden en sucesiones del Albiense Superior-Turoniense. Así mismo, D'Argenio *et al.* (*op. cit.*) reconocen un rango de ciclicidad estratigráfica de orden mayor para el cual estiman una duración de 49,01 Ka a 38,03 Ka, relacionándola con ciclos orbitales de oblicuidad, de manera similar a la que en este trabajo ha sido reconocida para los ciclos de 6º orden.

Por otro lado, si se tiene en cuenta la duración de los ciclos de 5º orden (95 Ka), el ciclo de 3º orden que los contiene tendría una duración teórica de 2,375 Ma (valor aproximado a los 2,2 Ma establecido para la secuencia UZA-3.1 de Haq *et al.* en Handerbol & Robaszynski (1998), de los cuales sólo tendríamos representados en la Cuenca Ibérica 1,9 Ma (18 ciclos de 5º orden carbonatados + 2 posibles ciclos de 5º orden contenidos en el SMW x 95 Ka), planteándose dos cuestiones: La primera es que el número de ciclos de 5º orden (25 ciclos) puede ser, a priori, excesivo y si bien, la relación 1:5 entre los ciclos de 4º y 5º orden dentro de los conjuntos de parasecuencias carbonatadas parece correcta (como se deduce del análisis secuencial realizado y de los datos de otros autores), su aplicación al conjunto de parasecuencias terrígeno (SD-1.0, que representa el SMW del ci-

clo de 3º orden) puede no ser apropiada. La segunda cuestión es que los 1,9 Ma representados en los 20 ciclos de 5º orden reconocidos, coincide con la duración establecida para este mismo ciclo deposicional por Floquet (1998) y Gräfe & Wiedmann (1998) a partir de criterios bioestratigráficos, lo cual refuerza la idea de estos autores frente al trabajo de Handerbol & Robaszynski (1998), para quienes la duración de este ciclo (Tu3/4) es de tan sólo 1,4 Ma, situando su límite superior dentro del Turoniense Superior no terminal.

En síntesis, el reconocimiento estratigráfico de alta resolución (escala centimétrica) llevado a cabo en este trabajo, ha permitido obtener resultados satisfactorios en el análisis cicloestratigráfico de alta frecuencia de los ciclos deposicionales de 4º, 5º y 6º orden en sucesiones carbonatadas de plataforma somera del Turoniense Superior de la Cordillera Ibérica. Sin embargo, queda algo limitado por su capacidad de resolución, ya que con ser alta, no es suficiente. La dificultad para reconocer ciclos de 5º orden en el conjunto de parasecuencias SD-1.0, la baja precisión existente a la hora de relacionar las secuencias de 6º orden con los ciclos de oblicuidad, la falta de reconocimiento de los ciclos de precesión en el análisis espectral y, especialmente, la existencia de una ciclicidad de alta frecuencia de menor rango sobreimpuesta a la de 6º orden, tal y como demuestra el hecho de que esta última está compuesta por conjuntos de varios estratos elementales, exigen un nivel de detalle aún superior al seguido en esta tesis.

CAPÍTULO 9

Datos paleontológicos: Interpretación Bioestratigráfica y Cronoestratigráfica

- 9.1 Datos paleontológicos en la secuencia deposicional SD-1
- 9.2 Datos paleontológicos en los materiales adyacentes
- 9.3 Correlación con las Cartas Cronoestratigráficas

Además de su estratificación regular y rítmica, una segunda característica del Turoniense Superior-Coniaciense Inferior de la Cordillera Ibérica es la escasez de marcadores bioestratigráficos válidos (ammonites y rudistas) con los que establecer biozonas precisas y fijar la edad de las secuencias deposicionales, al menos las de 4º orden. El contenido fosilífero es mucho más abundante en las unidades adyacentes (Cenomaniense Superior– Turoniense Inferior y Coniaciense–Santoniense), si bien en estos casos, no existe tal regularidad en la estratificación.

Ambas características eran conocidas antes de elegir esta porción del registro estratigráfico con el fin de realizar un análisis secuencial de alta frecuencia, en base al carácter tableado y rítmico comentado, de manera que los aspectos paleontológicos y bioestratigráficos no han sido uno de los objetivos prioritarios desde el inicio. Éstos se apoyan fundamentalmente en los datos de macrofauna establecidos por autores previos como Wiedmann (1979), Alonso (1981) y Floquet (1991), tanto en estos materiales como en los adyacentes, que se comentan y recalibran a partir la revisión más reciente de las biozonas de ammonites y rudistas en las plataformas europeas (Händerbol *et al.*, 1998). La microfauna se ha desestimado debido a la escasa precisión de los datos que aportan foraminíferos y ostrácodos, los grupos generalmente más representativos para el establecimiento de biozonas. En nuestro caso, los foraminíferos están mal conservados, con poca variedad de formas y todas ellas bentónicas (miliolidos, discórbidos); después del desarrollo alcanzado por las formas planctónicas durante el Cenomaniense, el Turoniense, especialmente el Inferior, representa una etapa de crisis (reconocida en otras cuencas ibéricas; Caus *et al.*, 1993), especialmente en cuencas internas poco profundas como la que nos ocupa, recuperándose nuevamente, en abundancia y variedad de formas, durante el Santoniense. Esta crisis biológica, que afectó igualmente a otras formas de

vida con la desaparición de varios géneros de rudistas y amplio desarrollo de los radiolíticos e hippuríticos (Cestari & Sartorio, 1995; Philip, 1998), pudo estar relacionada con los grandes episodios eustáticos que caracterizaron este periodo, provocando cambios paleoambientales en los ecosistemas marinos (Ej. en áreas pericontinentales, el desarrollo de plataformas mixtas; Masse & Philip, 1986). En cuanto a los ostrácodos, los datos que aportan los diferentes autores son sumamente confusos, estando en algunos casos en conflicto con biozonas bien conocidas (ver 6.4.2).

9.1 Datos paleontológicos en la secuencia deposicional SD-1

En el borde meridional de la Sierra de la Demanda – Cubeta de Cameros (Sector I), Floquet (1991) encuentra un ejemplar de *Coilopoceras requienianum* (d'ORBIGNI) en las proximidades del estratotipo de la Fm. Muñecas (Sección de Hontoria del Pinar), en una posición estratigráfica equivalente a la parte alta de la parasecuencia sd-1.3 (IV; Fig. 9.1). En Moradillo del Castillo (próxima a la sección de Hoyos del Tozo; Sector I) encuentra un segundo ejemplar atribuible a la misma especie (*C. cf. requienianum*) y en la misma posición estratigráfica que el anterior (V; Fig. 9.1). Por último, en la sección de Apobeco, situada más al N de las anteriores (Surco Vasco-Cantábrico), este autor localiza un ejemplar de *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ) dentro de la Fm. Hornillalatorre¹, en una posición estratigráfica correlacionable, una vez más, con la parasecuencia sd-1.3 (o parte baja de la sd-1.4) de la SD-1.1 (V; Fig. 9.1); dicho ammonites caracteriza la única biozona del Turoniense Superior en las plataformas europeas (Händerbol *et al.*, 1998). La parasecuencia sd-1.3 representa un horizonte fosilífero guía dentro del HST del conjunto de parasecuencias SD-1.1 y, por tanto, en la base del HST de 3º orden de la secuencia mayor (SD-1), coincidiendo con el ma-

¹ equivalente litoestratigráfico en áreas de plataforma externa (N) de las Fms. Villaescusa de las Torres y Muñecas.

yor desarrollo de facies de ambientes de plataforma abierta de todo el episodio deposicional; en cuanto a su edad, los ammonites descritos permiten datar esta secuencia como Turoniense Superior.

En los afloramientos del borde sur de la Cordillera Vasco-Cantábrica² (Sector I), Floquet (*op. cit.*) encuentra varias asociaciones de rudistas en la Fm. Villaescusa de las Torres, repartidas en tres niveles estratigráficos concretos, reconocidos en la sección de Humada-La Riba de Valdelucio y ubicados dentro las secuencias deposicionales (I, II y III; Fig. 9.1); el nivel inferior se localiza en la parasecuencia sd-2.3 y contiene la siguiente asociación:

- *Vaccinites cf. petrocoriensis* DOUVILLÉ
- *Vaccinites gr. rousseli aff. moulinsi* d'HOMBRE FIRMAS
- *Hippurites requieni* MATHERON
- *Radiolites sp. aff. sauvagesi* d'HOMBRE FIRMAS
- *Radiolites lusitanicus* BAYLE

de los cuales *H. requieni* (o *H. resectus* DEFANCE) y *R. lusitanicus* permiten datar el Turoniense, en este caso el Turoniense Superior al encontrarse por encima del nivel con ammonites comentado (sd-1.3).

El nivel intermedio se localiza dentro de la parasecuencia sd-4.3 (II; Fig. 9.1) y contiene:

- *Durania cf. cornupastoris* DES MOULINS
- *Vaccinites sp.*
- *Hippurites sp.*
- *Radiolites sp.*

de los cuales destaca *D. cf. cornupastoris*, cuya desaparición (LAD; *Last Appearance Datum*) se fija en el límite Turoniense–Coniaciense (88,96 Ma; Handebol et al., 1998).

Por último, el tercer nivel (III; Fig. 9.1) se localiza a techo de la Fm. Villaescusa de las Torres (Calcareniticoolíticas y bioclásticas de alta

energía), por encima del límite superior de la secuencia SD-1 (SB-2), atribuyéndose al primer conjunto de parasecuencias (¿SD-2.1?) del siguiente episodio deposicional de 3^{er} orden (SD-2; Coniaciense – Santoniense). Contiene la siguiente asociación:

- *Vaccinites cf. giganteus* d'HOMBRE FIRMAS
- *Vaccinites gr. rousseli-moulinsi aff. moulinsi* d'HOMBRE FIRMAS
- *Hippurites socialis* DOUVILLÉ
- *Hippurites vasseuri* DOUVILLÉ
- *Radiolites sp. cf. vallispetrosae* ASTRE

en la que *H. socialis* e *H. vasseuri* (o *Hippurites incisus*, DOUVILLÉ) son formas coniacienses, lo cual concuerda con la posible presencia de *V. giganteus*, cuya primera aparición (FAD; *First Appearance Datum*) ha sido establecida en términos absolutos en el límite Turoniense–Coniaciense (Handebol et al., *op. cit.*); todo ello sitúa esta asociación en el Coniaciense, probablemente Inferior, a juzgar por la fauna de ammonites que se reconocen por encima, como veremos a continuación. Existe otro nivel intermedio con rudistas, dentro del HST del conjunto de parasecuencias SD-1.3, reconocido en la sección de La Riba de Valdelucio (tramos 60-62; ver Anexo I) con un espesor métrico y un estado de conservación muy bajo.

Destaca como hecho significativo, que dentro de la secuencia deposicional SD-1, los escasos datos de ammonites y los más numerosos de rudistas se localizan siempre dentro de los HST de 4^o orden de los conjuntos de parasecuencias; así mismo, ambos tipos de fósiles definen una secuencia de aparición razonable dentro del HST de 3^{er} orden, con los ammonites asociados a la base del mismo (HST de SD-1.1) y los rudistas distribuidos en los HST de los conjuntos de parasecuencias restantes (parte media y alta del HST de 3^{er} orden). La superposición de episodios eustáticos de diferente rango controla la distribución de los organismos en la plataforma, encontrando éstos sus momentos de máxima expansión durante las diferentes etapas de alto nivel del mar: los

² Humada, Olleros – Villaescusa de las Torres, Rebolledillo, Pomar de Valdivia, Vado, Santa Cruz del Tozo – Hoyos del Tozo – Moradillo del Castillo, Poza de la Sal.

ammonites están asociados al intervalo de máxima inundación o marinidad del episodio de 3^{er} orden (en el cual, el ascenso eustático aún no ha finalizado; ver 5.2.2.); los rudistas están asociados a una etapa posterior, probablemente después de alcanzar el máximo eustático y de dar comienzo la fase de descenso.

9.2 Datos paleontológicos en los materiales adyacentes

En las unidades que anteceden y suceden a la SD-1 en el registro estratigráfico aumentan las citas de ammonites y disminuyen drásticamente las de rudistas. En la sección de Apobeo, 28 m por debajo del límite SB-1, Floquet (*op. cit.*) señala la presencia de *Romaniceras ornitassimum* (STOLIZCA), que representa la tercera biozona del Turoniense Medio (no terminal). En el estratotipo de la Fm. Picofrentes, Wiedmann (1979) describe una completa asociación de ammonites dentro del conjunto margoso situado por debajo de la SD-1 (VIII; Fig. 9.1), entre la que destacan:

- *Fallotites subconciliatus* (CHOFFAT)
- *Paramammites saenzi* WIEDMANN
- *Ingridella malladae* (FALLOT)
- *Wrightoceras munieri* (PERV.)
- *Wrightoceras submunieri* WIEDMANN

que le permite reconocer sus biozonas II a VI del Turoniense Inferior y base del Medio, si bien en la actualidad, la biozona VI de Wiedmann se considera ya Turoniense Inferior terminal (Segura *et al.*, 1993a; Handerbol *et al.*, *op. cit.*). De la misma forma, en la región de Carabias-Moral de Hornuez (Sector III), la secuencia SD-1 se sitúa sobre la Fm. Picofrentes (o parte inferior del Mb. Carabias de la Fm. Moral de Hornuez; Alonso, 1981), en la que este autor describe la siguiente asociación de ammonites (X; Fig. 9.1):

- *Wrightoceras submunieri* WIEDMANN
- *Pseudoaspidoceras pedroanum* (WHITE)
- *Jeanrogericeras cf. combesi* (SORNAY)
- *Mammites* n. sp.

en base a la cual, se reconocen las biozonas V y VI de Wiedmann, es decir, el Turoniense Inferior alto (Segura *et al.*, 1993a; Handerbol *et al.*, 1998). Así mismo, a techo del Mb. Carabias cita la presencia de *Proplacentoceras* n. sp. que

adscribe al Turoniense Superior, aunque una determinación como ésta, a nivel de género, es a priori arriesgada. El nivel muestreado el que se sitúa este último dato puede encontrarse dentro de la SD-1, ya que la parte superior del Mb. Carabias (Alonso, 1981) fue posteriormente reinterpretada como Fm. Muñecas (Floquet *et al.*, 1982).

En los materiales situados por encima, las citas de ammonites son aún más numerosas y básicamente hechas por los mismos autores; no obstante, de las realizadas por Floquet (*op. cit.*) sólo se han tenido en cuenta aquellas que están posicionadas en una columna estratigráfica, de manera que su situación en el registro pueda ser reconocida respecto al límite SB-2 de la secuencia. De esta forma, en la sección de Humada dentro de la Fm. Nidáguila, que descansa por encima del tercer nivel estratigráfico con rudistas descrito anteriormente (III; Fig. 9.1), este autor encuentra los ejemplares siguientes (VI; Fig. 9.1):

- *Texasia iberiensis* (BASSE) 9 m por encima de SB-2
- *Forrestia* (*Reesideoceras*) *nicklesi* (GROSSOUVRE) 26,2 m por encima de SB-2
- *Tissotoides haplophyllus* (REDTENBACHER) var. *crassus* CIRY 45,7 m por encima de SB-2
- *Hemitissotia turzoi* KARREMBERG 101,2 m por encima de SB-2

F. nicklesi es una especie del Coniaciense Medio en la región de Aquitania, si bien en la Cuenca Vasco – Cantábrica siempre ha sido citada en formas que difieren algo de la especie original en el Coniaciense superior (Santamaría, 1995; Martínez *et al.*, 1996). Por otro lado, *H. turzoi* constituye la biozona basal del Coniaciense Superior. Así mismo, dentro de la Fm. Hortezielos en la sección de Hontoria del Pinar (Sector I), el mismo autor describe las siguientes especies (VII; Fig. 9.1):

- *Barroisiceras* (*Basseoceras*) n. sp. cf. *colcanapi* COLLIGNON 48,5 m por encima de SB-2
- *Hemitissotia cf. celtiberica* WIEDMANN 52 m por encima de SB-2
- *Hemitissotia turzoi* KARREMBERG 59 m por encima de SB-2

que indican la base del Coniaciense Superior, destacando en este caso la mayor proximidad de la biozona *turzoi* al límite SB-2. En este

sentido, en la sección de Picofrentes, Wiedmann (1979) destaca la presencia de *H. celtiberica* a escasos metros del límite SB-2; así mismo, en la sección de Castrojimenio (Sector III), Alonso (1981) señala la presencia de *H. cf. celtiberica* (IX; Fig. 9.1) confirmada como *Hemitissotia celtiberica* con los ejemplares recogidos en el presente trabajo dentro de un nivel margoso, 9 m por encima del límite SB-2 (ver 6.4.2; XII, Fig. 9.1).

La diferente posición estratigráfica que *H. turzoi* y *H. celtiberica* (biozona *turzoi*) ocupan a lo largo del Surco Ibérico, permite reconocer una geometría deposicional en cuña para el episodio sedimentario de 3^{er} orden en el que se inscriben (SD-2; Coniaciense – Santoniense), desde las zonas externas de la plataforma hasta su margen costero, describiendo un solapamiento basal (*onlap*) sobre el límite SB-2, que explicaría la desaparición del Coniaciense Inferior y, probablemente del Coniaciense Medio, en la región de Segovia.

También en la sección de Castrojimenio, 40 m por encima del nivel margoso citado anteriormente, se ha reconocido una completa asociación de rudistas en un excelente estado de conservación (XI; Fig. 9.1), que han sido determinados por el Dr. J. M. Pons (UAB):

- *Vaccinites giganteus* (D'HOMBRE – FIRMAS, 1838)
- *Hippurites incisus* DOUVILLE, 1895
- *Biradiolites angulosus* d'ORBIGNY, 1847
- *Praeradiolites requieni* (d'HOMBRE – FIRMAS, 1838)
- *Radiolites sauvagesi* (d'HOMBRE – FIRMAS, 1838)

siendo todos ellos formas características del Coniaciense s.s., en este caso, Coniaciense Superior al estar situadas estratigráficamente por encima de la biozona *turzoi*. La presencia de faunas de rudistas sobre el margen de plataforma, alguna de cuyas formas (*V. giganteus*) ha sido reconocida previamente en el Coniaciense Inferior de las zonas distales de plataforma (Sector I), da idea de la dispersión por etapas (control

eustático) de este grupo de fósiles a lo largo del Surco Ibérico, iniciándose en el Turoniense Superior, donde quedan restringidos al dominio más septentrional del surco, y culminando en el Coniaciense Superior, cuando alcanzan las áreas centrales de la cuenca y su margen costero, generalizándose su presencia en estos dominios durante el Santoniense y Campaniense (García-Hidalgo *et al.*, 2001).

En síntesis, la macrofauna descrita permite acotar la edad de la secuencia deposicional SD-1, no así la de sus secuencias menores (4^o, 5^o orden); el límite inferior (SB-1) se encuentra por encima del Turoniense Inferior o de la base del Turoniense Medio, mientras que el límite superior (SB-2) plantea más inconvenientes; de confirmarse la fauna de rudistas descrita anteriormente, el SB-2 se situaría próximo al límite Turoniense-Coniaciense (88,96 Ma), ya que se encuentra por encima del segundo horizonte con rudistas (sd-4.3 con *D. cf. cornupastoris*) y por debajo del tercer horizonte con rudistas que contiene *V. cf. giganteus*. Esta interpretación, justificada a partir de la revisión de biozonas establecida para la Carta Cronoestratigráfica de las Plataformas Europeas de Handerbol *et al.* (1998), difiere de la anteriormente planteada por Floquet *et al.* (1982b), quienes sitúan el límite Turoniense-Coniaciense en una posición equivalente a la base de la SD-1.4 (Fig. 9.1), es decir, por debajo del nivel con brechas de colapso que caracterizan este último conjunto de parasecuencias en los afloramientos del borde sur de la Sierra de la Demanda (Ej. Alto de Cervera, Hoz de Silos; Sector I).

9.3 Correlación con las Cartas Cronoestratigráficas

Las cartas cronoestratigráficas secuenciales más recientes señalan la presencia de una secuencia deposicional de 3^{er} orden en el Turoniense Superior a escala global, cuya amplitud es variable. Así, en la Carta Global de Variaciones Eustáticas de Haq *et al.* (1988), recalibrada por Gradstein *et al.* (1994 y 1995), la secuencia SD-1 se correlaciona con el episodio eustático UZA-3.1, de edad Turoniense Superior–

Coniaciense Inferior (cuya edad es estimada por estos autores en 2,2 Ma), coincidiendo en parte con los datos de Floquet *et al.* (1982b), Floquet (1998) y Gräfe & Wiedmann (1998); todos ellos sitúan el límite Turoniense–Coniaciense en la parte alta del episodio deposicional estudiado, si bien estiman que la duración de dicho episodio es de 2 Ma (Turoniense Superior–Coniaciense basal). Así mismo, en la Carta Cronoestratigráfica del Mesozoico y Cenozoico de las Cuencas Europeas (Handerbol *et al.*, 1998), se cita la presencia de una secuencia deposicional (Tu3/4), acotada al Turoniense Superior no terminal (1,4 Ma; ver Fig. 9.1), a partir del análisis secuencial del Turoniense de Túnez (Robaszynski *et al.*, 1990).

Aunque la amplitud temporal de la secuencia deposicional sea diferente según los diferentes autores, el límite inferior de la misma se sitúa en todos los casos en la base de la biozona *deverianum*, dentro del Turoniense Medio no terminal (90,74 Ma; Handerbol & Robaszynski, 1998). Tomando ésta como edad absoluta para el límite inferior (SB-1) de la SD-1, se realiza a continuación una estimación de la duración de este episodio deposicional en la Cuenca Ibérica (Fig. 9.1), a partir de su patrón de apilamiento interno (ver capítulo 7) y utilizando la duración media de los conjuntos de parasecuencias en términos absolutos (400 Ka) al igual que de las parasecuencias (95 Ka), obtenidas del análisis cicloestratigráfico realizado en el capítulo anterior.

De esta forma, los cinco conjuntos de parasecuencias (4º orden) permiten estimar la duración de la SD-1 en 2 Ma (5 secuencias de 4º orden x 400 Ka), de los cuales si consideramos las dos parasecuencias terrígenas inferidas en SD-1.0, tendríamos representados 1,9 Ma (18 secuencias de 5º orden carbonatadas y 2 secuencias de 5º orden terrígenas x 95 Ka), dando margen a una última parasecuencia adicional, que aunque podría estar contenida dentro de la SD-1.0 hacia el Borde Asturiano, lo más probable es que corresponda a la primera parasecuencia (sd-4.1) del conjunto SD-1.4, que aflore en zonas más externas de la plataforma (hacia el N) y esté aquí contenida en la discontinuidad basal (SB-1.3); de esta forma, el límite SB-2 se sitúa en 88,74 Ma, dentro del Coniaciense Inferior no terminal, teniendo en cuenta que en dicha discontinuidad debe estar representado los 95 Ka de la parasecuencia sd-4.5 que no aflora en estos sectores de la plataforma (Fig. 9.1). Los resultados coinciden con

los derivados del análisis secuencial y reconstrucciones bioestratigráficas que Floquet (1998) y Gräfe & Wiedmann (1998) establecen en éstos y otros dominios más septentrionales de la Cuenca Ibérica, respectivamente.

El límite Turoniense–Coniaciense, cuya edad absoluta se fija en 88,96 Ma (Handerbol & Robaszynski, *op. cit.*) queda contenido dentro de la parasecuencia sd-4.2 del conjunto de parasecuencias SD-1.4 (Fig. 9.1). La posición de dicho límite coincide con el trabajo de Floquet *et al.* (1982b), quienes como comentamos en el los párrafos anteriores, situaban el límite Turoniense–Coniaciense por debajo del nivel de brechas de colapso en la región de Hontoria del Pinar–Silos (Ej. sección de la Hoz de Silos; Sector I); sin embargo, no es conforme con la presencia anteriormente comentada de *D. cf. cornupastoris* en la parasecuencia sd-4.3, ya que su LAD ha sido fijado en el límite Turoniense–Coniaciense (Handerbol *et al.*, 1998), lo cual abre interrogantes sobre la fiabilidad de ésta determinación.

El límite Turoniense Medio–Turoniense Superior (90,36 Ma; Handerbol & Robaszynski, *op. cit.*) se localiza dentro del conjunto de parasecuencias SD-1.1, a techo de la parasecuencia sd-1.2, coincidiendo con la mfs de 4º orden y la SMM de la SD-1 (Fig. 9.1). De esta forma, parte del Turoniense Medio terminal se desarrollaría en un contexto deposicional de bajo nivel del mar y el resto en un contexto transgresivo, lo que permite explicar en principio, la ausencia de faunas neríticas en estas áreas del Surco Ibérico (Ej. *Romaniceras deverianum*, última biozona del Turoniense Medio).

En definitiva, el patrón de apilamiento sedimentario y los resultados del análisis cicloestratigráfico presentan una buena correlación con los datos bioestratigráficos de autores previos (Alonso, 1981, Floquet, 1991), explicando en muchos casos la presencia o ausencia de biozonas y su distribución a lo largo del registro sedimentario; así mismo, coincide con la estimación de la duración de la secuencia deposicional en términos absolutos con respecto a Floquet *et al.* (1982b), Floquet (1998), Gräfe & Wiedmann (1998) y Haq *et al.* (1988), ya que en este último caso, los 200 Ka de exceso que presenta la UZA-3.1 pueden corresponder a una o varias parasecuencias ausentes en la plataforma Ibérica (Ej. sd-4.5). Sin embargo, se separa de la solución finalmente adoptada para este episodio deposicional en la Carta Cronoestratigráfica de Handerbol *et al.* (1998),

que le da una menor amplitud temporal (1,4 Ma) al situar el límite superior de la secuencia (Tu4) dentro del Turoniense Superior no terminal.

Una vez reposicionados los límites cronológicos en las secuencias deposicionales internas, resulta muy fácil conocer la edad de los depósitos en el margen costero de la plataforma (Fig. 9.1), donde el control bioestratigráfico en la SD-1 es muy reducido y donde las secuencias internas van desapareciendo por relaciones de *onlap* y *toplap* sobre los límites de la secuencia mayor. Así, en la región de Segovia (Sector III), la SD-1 representa enteramente el Turoniense Superior, no pudiendo resolver si en la base está representado algo del Turoniense Medio debido a las malas condiciones de exposición de la SD-1.1. El límite Turoniense–Coniaciense aún puede reconcerse en el dominio septentrional (Ej. Secciones de Valdevacas de Montejo, Castroserracín, Urueñas), quedando contenido en el SB-2 (por *toplap* de SD-1.4) en los dominios central y meridional. Esta relación de *toplap* sigue afec-

tando a los conjuntos de parasecuencias SD-1.3 y SD-1.2 hacia el SO, al tiempo que por la base, SD-1.1 se acuña (*onlap*) sobre el SB-1 y desaparece, de manera que en áreas más marginales (Caballar–La Higuera–Segovia) la secuencia deposicional SD-1 representa únicamente la parte central del Turoniense Superior, aumentando la dimensión temporal contenida en sus discontinuidades.

Por otro lado, las parasecuencias basales del episodio de 3^{er} orden superior, cuya edad Coniaciense Inferior no basal queda bien constatada por su fauna de rudistas (ver 9.1), dibuja un progresivo acuñamiento por *onlap* sobre el límite SB-2 desde las zonas distales de la plataforma (Sector II) hacia el margen costero (Sector III); esta relación geométrica debe hacerse extensible a las parasecuencias y conjuntos de parasecuencias superiores de manera similar a la SD-1, a juzgar por el incremento en la proximidad de la biozona *turzo*i desde las áreas distales de la plataforma (Sector II) al margen costero (ver 9.1).

SO

Ituero y Lama

Hontoria

Segovia

La Higuera II

Val de San Pedro

Arcones

Tejadilla

Sépúlveda

Urueñas

Moral de Hornuez

Valdevacas de Montejo

PANEL D-D'



Alto del Portillo

Hoz de Silos

Contreras I

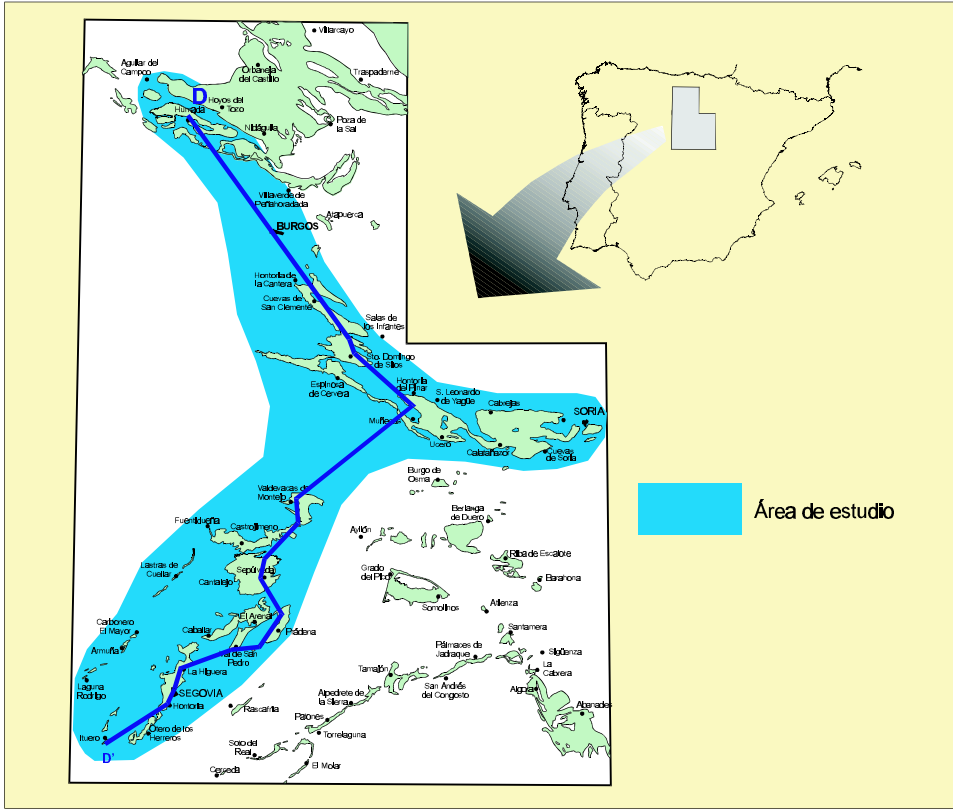
NO

Humada-La Riba de Valdelucio

20 m

0

20 km



Área de estudio

III *Vaccinites cf. giganteus* d'HOMBRE FIRMAS
Vaccinites gr. rousseli-moulinsi aff. *Moulinsi* d'HOMBRE FIRMAS
Hippurites socialis DOUVILLÉ
Hippurites vasseuri DOUVILLÉ
Radolites sp. cf. vallispetrosae ASTRE

II *Durania cf. cornupastoris* DES MOULINS
Vaccinites sp.
Hippurites sp.
Radolites sp.

I *Vaccinites cf. petrocortensis* DOUVILLÉ
Vaccinites gr. rousseli aff. *moulinsi* d'HOMBRE FIRMAS
Hippurites requienii MATHERON
Radolites sp. aff. sauvagesi d'HOMBRE FIRMAS
Radolites lusitanicus BAYLE

Datos de Floquet (1991)

A **B** Secuencias de 3º orden inferiores
C **D** Parasecuencias (5º orden) de la secuencia de 3º superior
- - - Límite Turonense-Coniaciense
- · - · - Límite Turonense-Medio-Superior

VII *Barroisiceras (Basseoceras) n. sp. cf. colcanapi* COLLIGNON
Hemitissotia cf. celiberica WIEDMANN (a 52 m sobre SB-2)
Hemitissotia turzoi KARREMBERG (a 59 m sobre SB-2).

VI *Texasia iberiensis* (BASSE) (a 19 m sobre SB-2)
Forrestia (Reesideoceras) nicklesi (GROSSOUVRE) (a 26 m sobre SB-2)
Tissotoides haplophyllus (REDTENBACHER) var. *crassus*
Hemitissotia turzoi KARREMBERG (a 101 m sobre SB-2)

V *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ) en Apobeo
Collopoceras cf. requienianum (d'ORBIGNY) en Moradillo del Castillo

IV *Collopoceras requienianum* (d'ORBIGNY) en Hontoria del Pinar

Datos de Alonso (1981)

X *Wrightoceras submunieri* WIEDMANN
Pseudospidoceras pedraunum (WHITE)
Ieanrogericeras cf. combesi (SORNAY)
Mammites n. sp.

IX *Hemitissotia cf. celiberica* WIEDMANN

Datos de Wiedmann (1979)

VIII *Falloitites subconclitatus* (CHOFFAT)
Paramammites saenzi WIEDMANN
Ingridella malladae (FALLOT)
Wrightoceras munieri (PERV.)
Wrightoceras submunieri WIEDMANN

Datos del presente trabajo

VII

IV

VIII

XII

XI

Vaccinites giganteus (d'HOMBRE FIRMAS)
Hippurites incisus DOUVILLÉ
Bradiolites angulosus d'ORBIGNY
Praeradiolites requienii (d'HOMBRE FIRMAS)
Radolites sauvagesi (d'HOMBRE FIRMAS)
(Esta asociación aparece a más de 50 m sobre SB-

XII *Hemitissotia celiberica* WIEDMANN (a 9 m por encima de SB-2)

Figura 9.1. Cuadro cronoestratigráfico secuencial del Turonense Superior-Coniaciense Inferior en el área de estudio, en el que se combinan los datos bioestratigráficos procedentes de Wiedmann (1979), Alonso (1981) y Floquet (1991), con el modelo de apilamiento deposicional y el análisis cicloestratigráfico realizados en este trabajo, comparando los resultados con los de Floquet (1998), Gräfe & Wiedmann (1998) y con las Cartas Cronoestratigráficas de Haq et al. (1988) y Handerbol et al. (1998).

PISO

Subpiso

Tiempo (Ma)

88.50

87.79

88.74

88.84

88.93

88.96

89.03

89.12

89.22

89.31

89.41

89.50

89.60

89.69

89.79

89.88

89.98

90.07

90.17

90.26

90.36

90.45

89.55

90.64

90.74

90.84

90.94

91.04

91.14

91.24

91.34

91.44

91.54

91.64

91.74

91.84

91.94

92.04

92.14

92.24

92.34

92.44

92.54

92.64

92.74

92.84

92.94

88.50

87.79

88.74

88.84

88.93

88.96

89.03

89.12

89.22

89.31

89.41

89.50

89.60

89.69

89.79

89.88

89.98

90.07

90.17

90.26

90.36

90.45

89.55

90.64

90.74

90.84

90.94

91.04

91.14

91.24

91.34

91.44

91.54

91.64

91.74

91.84

91.94

92.04

92.14

92.24

92.34

92.44

92.54

92.64

92.74

92.84

92.94

93.04

93.14

93.24

88.50

87.79

88.74

88.84

88.93

88.96

89.03

89.12

89.22

89.31

89.41

89.50

89.60

89.69

89.79

89.88

89.98

90.07

90.17

90.26

90.36

90.45

89.55

90.64

90.74

90.84

90.94

91.04

91.14

91.24

91.34

91.44

91.54

91.64

91.74

91.84

91.94

92.04

92.14

92.24

92.34

92.44

92.54

92.64

92.74

92.84

92.94

93.04

93.14

93.24

88.50

87.79

88.74

88.84

88.93

88.96

89.03

89.12

89.22

89.31

89.41

89.50

89.60

89.69

89.79

89.88

89.98

90.07

90.17

90.26

90.36

90.45

89.55

90.64

90.74

90.84

90.94

91.04

91.14

91.24

91.34

91.44

91.54

91.64

91.74

91.84

91.94

92.04

92.14

92.24

92.34

92.44

92.54

92.64

92.74

92.84

92.94

93.04

93.14

93.24

88.50

87.79

88.74

88.84

88.93

88.96

89.03

89.12

89.22

89.31

89.41

89.50

89.60

89.69

89.79

89.88

89.98

90.07

90.17

90.26

90.36

90.45

89.55

90.64

90.74

90.84

90.94

91.04

91.14

91.24

91.34

91.44

91.54

91.64

91.74

91.84

91.94

92.04

92.14

92.24

92.34

92.44

92.54

92.64

92.74

92.84

92.94

93.04

93.14

93.24

88.50

87.79

88.74

88.84

CAPÍTULO 10

Cuadro Litoestratigráfico del Turoniense-Coniaciense

10.1 Unidades Litoestratigráficas en los sectores analizados

- 10.1.1 Unidades de la Cuenca Vasco-cantábrica
- 10.1.2 Unidades de plataforma de la Cuenca Ibérica
- 10.1.3 Unidades de margen costero

10.2 Relaciones laterales de las Unidades Litoestratigráficas

10.3 Edad de las Unidades Litoestratigráficas

10.4 Reorganización del cuadro litoestratigráfico

El conjunto de materiales que componen las sucesiones sedimentarias del Turoniense y Coniaciense en los Sectores del Surco Ibérico analizados en este trabajo, se agrupan en diez unidades litoestratigráficas (Fig. 10.1), definidas con carácter formal en época reciente en base a sus características litológicas más relevantes, antecedentes, ambientes sedimentarios, edad, relaciones de facies, yacencia y equivalencia (Floquet *et al.*, 1982).

Estas unidades, que permiten una primera clasificación del registro sedimentario han sido y son especialmente útiles dentro del Plan MAGNA de Cartografía geológica a escala 1:50.000, si bien en algunos casos surgen problemas de correlación y datación derivados de la desconexión geográfica de unos sectores a otros y del carácter diacrónico (no suficientemente bien contemplado en el momento de su definición) que dichas unidades presentan a lo largo de la plataforma, especialmente en lo que a los litosomas terrígenos se refiere.

Las unidades litoestratigráficas son el reflejo de los diferentes sistemas deposicionales que controlaron la sedimentación en la cuenca; sus relaciones laterales muestran la distribución de estos sistemas (ambientes sedimentarios) a lo largo de aquella. En cada episodio deposicional, los sistemas sedimentarios, sufrieron desplazamientos laterales en sentido proximal-distal, avanzando hacia la cuenca en las etapas de caída y bajo nivel del mar y retrogradando hacia el margen en las etapas de ascenso y alto nivel. Estos desplazamientos de los cinturones de facies explican la diferente disposición paleogeográfica de sus litosomas en cada episodio deposicional y sobre todo, la distinta edad que presentan los sucesivos cuerpos de roca que componen la unidad litoestratigráfica (Van Wagoner *et al.*, 1988; Posamentier *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991).

En la actualidad, aunque las unidades aquí analizadas siguen siendo válidas desde un punto de vista conceptual, en algunos casos no ocurre lo mismo en lo que se refiere a sus relaciones laterales y atribuciones cronoestratigráficas. El análisis estratigráfico del registro sedimentario turoniense ayuda a precisar con mayor detalle las relaciones de equivalencia entre las diferen-

tes unidades aquí tratadas dentro del marco genético o evolutivo de la estratigrafía secuencial, estableciéndose su edad a partir del contenido fosilífero y su posición estratigráfica dentro de las secuencias deposicionales y a lo largo de la plataforma.

10.1 Unidades Litoestratigráficas en los sectores analizados

En función de los sectores de la plataforma analizados, las diez unidades señaladas anteriormente pueden agruparse en tres conjuntos básicos.

10.1.1 Unidades de la Cuenca Vasco-cantábrica

Son las reconocidas al N de Burgos (Sector II), en los afloramientos meridionales de la Cordillera Vasco-cantábrica, representando las sucesiones más marinas y mejor desarrolladas del área de estudio, propias de zonas distales de plataforma interna.

En ésta región, el intervalo estratigráfico estudiado, comprende el cuerpo de arenas terminal de la *Fm. Arenas y calizas de Revilla de Pomar* y por la mayor parte de la *Fm. Calcarenitas y calizas con rudistas de Villaescusa de las Torres*, presentando ambas un contacto litológico muy neto definido por una superficie de removilización y acumulación bioclástica (ver 6.3.1). Por encima, la *Fm. Villaescusa de las Torres* da paso, mediante un *hardground* a la *Fm. Margas y calizas con ammonites de Nidáguila*.

Los estratotipos de las tres unidades se encuentran muy próximos a las secciones analizadas (Humada-La Riba de Valdelucio), reproduciendo éstas de manera fiel, las características litoestratigráficas (facies, espesor, contactos, contenido fósil, etc.) de aquellas, especialmente en cuanto a la *Fm. Villaescusa de las Torres* se refiere, de la que se tiene un control estratigráfico completo.

Dentro de estas unidades se encuadra la secuencia deposicional SD-1, cuyo límite infe-

rior (SB-1) se sitúa a techo de la última barra carbonatada de la Fm. Revilla de Pomar (Fig. 6.38); su límite superior (SB-2) se sitúa en la pare alta de la Fm. Villaescusa de las Torres, de manera que los trece metros finales de dicha unidad, junto con la Fm. Nidáguila constituyen el siguiente episodio deposicional de 3^{er} orden (UC9/10 Gräfe, 1994; DC 8 Floquet, 1998). El carácter mixto de la secuencia SD-1 permite reconocer todas las etapas evolutivas de un episodio deposicional de origen eustático (ver 6.2.4).

10.1.2 Unidades de plataforma de la Cuenca Ibérica

Están presentes al S de Burgos, en la banda de afloramientos meridionales de la Sierra de la Demanda–Camerós; representan sucesiones de plataforma carbonatada interna en el Sector Septentrional de la Cordillera Ibérica (Sector I). El Turoniense Superior está representado por la Fm. *Calizas bioclásticas de Muñecas*, que descansa mediante un contacto transicional sobre la Fm. *Margas de Picofrentes*. A techo, la Fm. *Muñecas* da paso a la Fm. *Calizas nodulares de Hortezielos* a través de un contacto litológico muy neto.

Estas tres unidades presentan una expresión morfológica propia que las hace identificables a distancia en las laderas de las “muelas” cretácicas que se extienden desde el S de Burgos hasta las proximidades de Soria. La continuidad de estos afloramientos permite reconocer una disminución gradual del espesor de la Fm. Hortezielos en el mismo sentido, mientras que el de las otras dos unidades se mantiene o incluso aumenta, como le ocurre a la Fm. *Muñecas* en la Sierra de Cabrejas, debido a un proceso sintectónico local (ver 6.2.5).

Los límites de la secuencia deposicional (SD-1) se sitúan dentro de la Fm. *Muñecas*; el SB-1 se localiza a techo de un conjunto de calizas lajosas de ambientes mareales (*tidalites inferiores*; Floquet, 1991) a techo del cual, en algunas secciones se desarrollan niveles estromatolíticos (Ej. Alto de Cervera, Alto del Portillo); el SB-2 se sitúa por debajo del límite

litoestratigráfico superior, en un nivel de brechas dolomíticas que representa una interrupción sedimentaria importante, aunque no es fácil de reconocer en todas las secciones estratigráficas. Por encima, el conjunto tableado final de la Fm. *Muñecas* y la Fm. *Hortezielos* constituyen la siguiente secuencia deposicional de 3^{er} orden (DS8 Alonso *et al.*, 1993; UC9/10 Gräfe, 1994; 3.2 García *et al.*, 1996a; DC8 Floquet, 1998).

10.1.3 Unidades de margen costero

Corresponden a las unidades reconocidas en la región de Segovia, a lo largo del borde septentrional del Sistema Central. Constituyen sucesiones mixtas terrígeno–carbonatadas, que reflejan la terminación (*landward*) de la plataforma carbonatada desarrollada en áreas más internas del Surco Ibérico sobre el Macizo Hespérico.

En los afloramientos más septentrionales de este dominio, el Turoniense Superior está compuesto por una alternancia de arenas arcósicas blancas y dolomías tableadas rojas asimilables a dos unidades litoestratigráficas diferentes: Fm. *Arenas y arcillas de Segovia* y Fm. *Dolomías tableadas de Caballar*; por encima, se reconoce un conjunto final formado por calizas tableadas tractivas y bioclásticas parcialmente recristalizadas, en facies muy semejantes a las de la parte alta de la Fm. *Muñecas* (Sector I) aunque de espesor muy reducido (Fig. 10.1); este conjunto presenta a techo una importante superficie ferruginosa, dando paso al Mb. *Calizas de Linares* de la Fm. *Calizas y dolomías de Castrojímene*. Por debajo, las Arenas de la Fm. Segovia descansan sobre la Fm. *Picofrentes* y más hacia el SO, sobre la Fm. *Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña* (Ej. Navares de las Cuevas–El Arenal) y sobre el basamento hercínico (Ej. Val de San Pedro–Hontoria).

El límite inferior SB-1 de la SD-1 se localiza en el contacto entre las Fms. Segovia y Picofrentes, mientras que el límite superior SB-2 se localiza en la superficie ferruginosa que separa las Fms. *Muñecas* y Castrojímene (Mb. *Calizas de Linares*). Hacia el SO, la SD-1 pasa a

estar formada mayoritariamente por arenas de la Fm. Segovia y por un delgado conjunto de dolomías tableadas rojas, que constituye la base de la Fm. Caballar¹, hasta que éstas desaparecen en las proximidades de la ciudad de Segovia; a partir de ese momento, la secuencia está constituida exclusivamente por arenas. El SB-1 se sitúa nuevamente en el contacto entre las Fms. Segovia y Castro de Fuentidueña y una vez que esta última desaparece, queda contenido dentro de la Fm. Segovia, estando representado por un importante encostramiento ferruginoso (ver 6.4.4).

La Fm. Castrojimeno y el resto de la Fm. Caballar, que incluye un conjunto terrígeno en cambio lateral de facies en su extremo suroccidental, (diferenciado de la Fm. Segovia), constituyen la siguiente secuencia deposicional (Coniaciense-Santonense). Así mismo, las Fms. Picofrentes, Castro de Fuentidueña y la parte inferior de las Arenas de Segovia (cuando la primera desaparece) constituyen los materiales de, al menos, dos episodios deposicionales previos de 3^{er} orden (Fig. 10.1).

10.2 Relaciones laterales de las Unidades Litoestratigráficas

Sobre la base del análisis secuencial realizado en este trabajo, las relaciones laterales de las unidades litoestratigráficas del intervalo Turoniense-Coniaciense son fáciles de reconocer a lo largo de los tres sectores.

La Fm. Muñecas representa en la Cordillera Ibérica, el equivalente litoestratigráfico de la Fm. Calcarenitias y calizas con rudistas de Villaescusa de las Torres en la Cordillera Vasco-Cantábrica. Lo mismo ocurre por encima entre las Fms. Hortezielos y Nidáguila. La similitud entre las unidades de la Cuenca Ibérica Septentrional y el Surco Vasco-cantábrico es tal, que comparten un tipo de contacto litológico muy similar, así como las facies, las faunas de

ammonites y el estilo estratigráfico en general, mostrando una expresión morfológica semejante en las laderas de los relieves cretácicos.

La Fm. Picofrentes representa el equivalente margoso en la Cordillera de la Fm. *Margas de Puente de Rey* y de la parte inferior de Fm. *Margas de Hornillos de Torre* (Floquet, 1991), unidades que afloran en la región del Pantano del Ebro (Cordillera Vasco-cantábrica). La Fm. Arenas y Arcillas de Revilla de Pomar constituye un litosoma independiente, asociado al margen asturiano del Macizo Hespérico, que está relacionado con el flujo de terrígenos desde aquél hacia la cuenca durante un episodio de bajo nivel del mar.

Hacia el margen de plataforma, la Fm. Muñecas sufre una paulatina pérdida de espesor, al tiempo que cambia lateralmente de facies a los términos dolomíticos de la Fm. Caballar y de ésta, a la Fm. Segovia, mostrando una transición lógica entre las facies de plataforma (no dolomitizadas) y las de margen costero. Por debajo, la transición de facies es muy similar; la Fm. Picofrentes, que alcanza estos sectores marginales de plataforma (Floquet *et al.*, 1982), cambia lateralmente de facies a los términos terrígenos (ricos en glauconita) de la Fm. Castro de Fuentidueña (La Serrezuela, Sepúlveda, El Arenal); y, ésta a su vez pasa lateralmente al conjunto inferior de la Fm. Segovia. El incremento de espesor de ésta en el área de Val de San Pedro-El Arenal-Caballar-Bernuy de Porreros, así como la posición estratigráfica del límite inferior SB-1 es conforme a dicho cambio de facies.

Así mismo, el Mb. Linares de la Fm. Castrojimeno representa en el margen costero de la plataforma, el equivalente litoestratigráfico de la Fm. Hortezielos, compartiendo con ésta el tipo de facies, las faunas de ammonites y la expresión morfológica, de forma similar a la relación ya comentada entre las Fms. Hortezielos y Nidáguila. Hacia el SO, el Mb. Linares cambia lateralmente al conjunto principal de la Fm. Caballar (Ej. Sepúlveda, Caballar) y ésta a su vez, a

¹ de manera que, el límite SB-2 queda contenido en los términos iniciales de éste litosoma (Ej. Estratotipo de la Fm. Caballar).

los términos terrígenos costeros que marcan el final de la Fm. Caballar hacia el SO (área de La Higuera–Hontoria).

10.3 Edad de las Unidades Litoestratigráficas

El análisis secuencial realizado permite poner de relieve el diacronismo de las unidades litoestratigráficas, más acusado en áreas de margen costero que en zonas de plataforma; los límites de estas unidades se establecen con criterios fundamentalmente litológicos y dependen por tanto, de la evolución de los sistemas deposicionales bajo los cuales se generan. Los límites de las secuencias deposicionales son discontinuidades estratigráficas, que reflejan episodios de interrupción sedimentaria reconocibles a lo largo de toda la plataforma; presentan un carácter isócrono, independientemente de que la amplitud temporal contenida en cada una de ellas se incremente hacia el borde de la, ya que en cualquier caso, contienen un episodio concreto en la evolución de los procesos sedimentarios: el momento en el que se genera la discontinuidad (caída eustática).

El establecimiento de un modelo de apilamiento sedimentario cíclico, compuesto por varios rangos de secuencias deposicionales superpuestos, permite extrapolar a todos los sectores de la plataforma los datos bioestratigráficos de las áreas centrales y/o de las unidades más fosilíferas, así como los límites cronoestratigráficos calculados a partir del análisis cicloestratigráfico.

En la Cordillera Vasco-cantábrica, la Fm. Revilla de Pomar tiene una edad Turoniense Inferior y Medio no terminal (Fig. 10.1); la Fm. Villaescusa de las Torres abarca la parte terminal del Turoniense Medio, el Turoniense Superior y parte del Coniaciense Inferior; por último, la edad del conjunto inferior de la Fm. Nidáguila es Coniaciense Medio a Coniaciense Superior, tal y como reflejan sus faunas de ammonites, pudiendo contener también parte del Santoniense Inferior no basal (Floquet, 1991).

En la Cordillera Ibérica Septentrional, la Fm. Margas de Picofrentes tiene una edad Cenomaniense terminal–Turoniense Inferior (Wiedmann, 1979), aunque en su parte superior, puede alcanzar el Turoniense Medio basal; la Fm. Muñecas se extiende desde la parte alta del Turoniense Medio hasta el Coniaciense Inferior y, el conjunto inferior de la Fm. Hortezielos representa el Coniaciense Inferior alto y el Coniaciense Superior.

En cuanto a la región de Segovia, la Fm. Castro de Fuentidueña es un cambio lateral de facies de la Fm. Picofrentes, coincidiendo con la idea inicial de Alonso (1981), de manera que su edad es fundamentalmente Turoniense Inferior, pudiendo contener parte del Cenomaniense terminal en la base y parte del Turoniense Medio a techo. La Fm. Arenas de Segovia es una unidad muy diacrónica: en áreas centrales y septentrionales su edad es Turoniense Superior no terminal, no pudiendo precisar si en la base llega a estar representada la parte alta del Turoniense Medio; en el resto de la región, su edad se amplía al Turoniense Inferior, conteniendo así otra importante discontinuidad estratigráfica (SB-1) que engloba al menos todo el Turoniense Medio.

La Fm. Muñecas, reducida aquí a un reducido conjunto carbonatado de 3,5 m de espesor situado por debajo de la Fm. Castrojimeno representa el Coniaciense Inferior no terminal, mientras que el Mb. Linares de la Fm. Castrojimeno es Coniaciense Superior. Por último, la Fm. Caballar presenta una edad diferente de unas áreas a otras del margen de plataforma; en el sector septentrional (Montejo de la Vega–Embalse de Linares es Turoniense Superior, mientras que en su área tipo (Caballar, Sepúlveda), donde incluye el litosoma terrígeno interno del extremo suroccidental (Hontoria–Ituero), es Turoniense Superior no terminal–Coniaciense Superior, conteniendo una importante discontinuidad interna (SB-2) que engloba la parte terminal del Turoniense Superior y el Coniaciense Inferior y, probablemente, parte del Coniaciense Medio.

10.4 Reorganización del cuadro litoestratigráfico

Las diez unidades litoestratigráficas establecidas por Floquet *et al.* (1982) permiten explicar satisfactoriamente el registro sedimentario del Intervalo Turoniense–Coniaciense en los tres sectores de la plataforma; no obstante, en algunos casos las relaciones laterales entre ellas son bastante complejas, mientras que en otros, el número de unidades puede parecer excesivo habida cuenta de las equivalencias descritas. En general, las unidades del Turoniense Superior–Coniaciense en la Cordillera Ibérica se encuentran mejor desarrolladas y definidas en la región vasco-cantábrica, razón por la cual, en la actualidad su diferenciación en la Cordillera Ibérica con rango de Formación podría considerarse innecesaria, encajando mejor como Miembros de las unidades vasco-cantábricas.

Las Fms. Muñecas y Villaescusa de las Torres comparten la misma posición estratigráfica, edad, facies muy similares, faunas de ammonites y expresión morfológica en el relieve; por este motivo, se pueden englobar en una gran unidad litoestratigráfica con rango de Formación, válida para la Cordillera Ibérica centro-septentrional y el margen meridional de la Cordillera Vasco-cantábrica, manteniendo el nombre de una de ellas para no complicar innecesariamente la nomenclatura litoestratigráfica. No existen relaciones de antecendencia entre ambas, de manera que a juzgar por su mayor desarrollo y riqueza de faunas (presencia de rudistas), la unidad a mantener sería la *Fm. Calcarenitas y calizas con rudistas de Villaescusa de las Torres*, conservando su estratotipo original; las Calizas bioclásticas de Muñecas constituirían un Miembro interno de aquélla en la Cordillera Ibérica (Fig. 10.2).

La equivalencia de unidades es más evidente aún entre el Mb. Linares de la *Fm. Castrojimeno*, la *Fm. Hortezuelos* y la *Fm. Nidáguila*. Con el mismo razonamiento, estos litosomas pueden ser englobados en una gran unidad – *Fm. Margas y calizas con ammonites de Nidáguila* – extensible a la Cordillera Ibérica centro-septentrional y a la Cordillera Vasco-cantábrica hasta la región del Pantano del Ebro.

Las Calizas nodulares de Hortezuelos pasarían a constituir un Miembro interno en la Cordillera Ibérica, asimilando al Mb. Linares de la *Fm. Castrojimeno*.

En su extremo suroccidental, la *Fm. Dolomías tableadas de Caballar* contienen un litosoma terrígeno en facies muy similares a las de la *Fm. Segovia*, sobre las que reposa en contacto directo (Ej. Hontoria, Ituerto y Lama). Dicho litosoma fue inicialmente definido como *Mb. Arenas y arcillas de Hontoria* (Alonso, 1981), siendo separado del conjunto dolomítico con el que se encuentra en cambio lateral de facies; posteriormente ha quedado sin diferenciar dentro de la *Fm. Dolomías tableadas de Caballar* (Floquet *et al.*, 1982). En este trabajo, se considera que su inclusión dentro de la *Fm. Caballar* no es correcta desde un punto de vista litoestratigráfico, ya que presenta una gran afinidad con las Arenas y arcillas de Segovia, tanto en sus facies como en su significado paleogeográfico, mostrando los mismos sistemas sedimentarios (costeros con influencia mareal) que aquélla. Por esta razón, se propone incluir dicho litosoma dentro de la *Fm. Arenas y arcillas de Segovia*, preservando en todo caso su rango de miembro local, con carácter no formal, para diferenciar su diferente posición paleogeográfica (más marginales) y edad (Coniaciense Superior) respecto a las arenas turonienses.

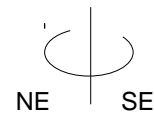
Sin embargo, a escala de toda la Cuenca Ibérica, ocurre algo similar entre el conjunto de las Fms. Segovia-Castro de Fuentidueña y la *Fm. Utrillas*; en ambos casos, las facies son muy similares, representando sistemas deposicionales margino-litorales en los que en algunos casos se discute su origen fluvial o costero (Ruiz, 1996), y, mostrando una misma disposición paleogeográfica en la cuenca, constituyendo las terminaciones terrígenas de las plataformas carbonatadas desarrolladas en el Surco Ibérico hacia el Macizo Hespérico durante diferentes episodios deposicionales de origen eustático del Albiense Superior–Cenomaniense (Alonso *et al.*, 1993; García *et al.*, 1993, 1996b, 1996c; García-Hidalgo *et al.*, 1997) y Turoniense–Coniaciense, como ha quedado reflejado en este trabajo (ver 6.4 y 7).

Aplicando el criterio seguido para las Arenas y arcillas de Hontoria, se plantea la conveniencia de considerar las Arenas de Segovia como un Miembro interno de la Fm. Utrillas en la región, haciendo referencia a una posición estratigráfica, edad y paleogeografía diferente a la de la Fm. Utrillas en sus estratotipos, al tiempo que se preserva el sentido original, y el más intuitivo, de éste último término (Fm. Utrillas): conjunto de materiales terrígenos situados por encima de las Facies Weald y del Urganiano, con los que comienza la sedimentación del Cretácico Superior de la Cuenca Ibérica en los bordes del Macizo Hespérico, siendo siempre infrayacentes a los primeros depósitos carbonatados de este gran episodio sedimentario cretácico (García *et al.*, 1989). La diferenciación de Miembros en la Fm. Utrillas ya se ha propuesto en otros sectores de la Cordillera Ibérica central (Mb. Arenas de Atienza; García *et al.*, 1996c).

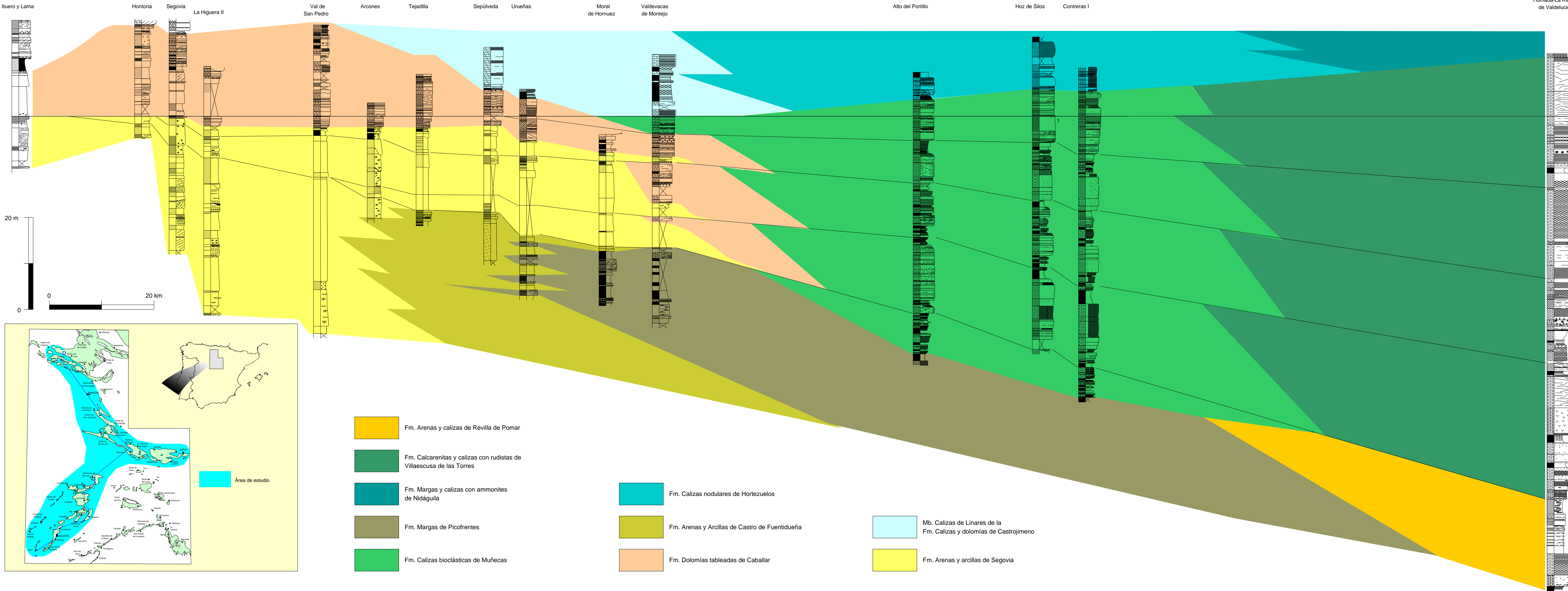
Las relaciones laterales entre las Fms. Muñecas, Caballar y Segovia son bastante complejas en el área del Embalse de Linares–Montejo de la Vega (Sector III; Ej. Sección de Valdevacas de Montejo). Aunque las unidades ya establecidas permiten explicar el Turoniense Superior son de muy difícil aplicación en su sentido práctico más habitual (cartografía). Esta complejidad litoestratigráfica se evita simplificando el número de litosomas a dos (Fig. 10.2): Un conjunto inferior de naturaleza terrígena (Fm. Segovia), con una intercalación dolomítica en la mitad superior (tramo 12; Fig. 6.47a); y un conjunto superior dolomítico (Fm. Caballar) que engloba los tramos de calizas bioclásticas tableadas de la Fm. Muñecas (bancos 56 a 66; Fig. 6.47a) y una intercalación terrígena en la parte central (tramos 31 a 34; Fig. 6.47a).

SO

PANEL D-D'



NO

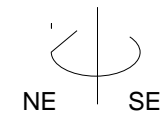


| PISO | | Tiempo (Ma) | Secuencias deposicionales | | | |
|-------------|----------|-------------|---------------------------|----------|-------|--------|
| Subpiso | | | 4º orden | 3º orden | | |
| CONIACIENSE | Inferior | 88,50 | SD-1.4 | SD-1 | | |
| | | 87,79 | | | | |
| | | 88,74 | | | | |
| | | 88,84 | | | | |
| | | TURONIENSE | Superior | | 88,93 | SD-1.3 |
| | | | | | 88,96 | |
| | | | | | 89,03 | |
| | | | | | 89,12 | |
| | | | | | 89,22 | SD-1.2 |
| | | | | | 89,31 | |
| | | | | | 89,41 | |
| | | | | | 89,50 | |
| 89,60 | SD-1.1 | | | | | |
| 89,69 | | | | | | |
| 89,79 | | | | | | |
| 89,88 | | | | | | |
| | Medio | 89,98 | SD-1.0 | | | |
| | | 90,07 | | | | |
| | | 90,17 | | | | |
| | | 90,26 | | | | |
| | | 90,36 | | | | |
| | | 89,45 | | | | |
| | | 89,55 | | | | |
| | | 90,64 | | | | |
| | | 90,74 | | | | |
| | | | | | | |

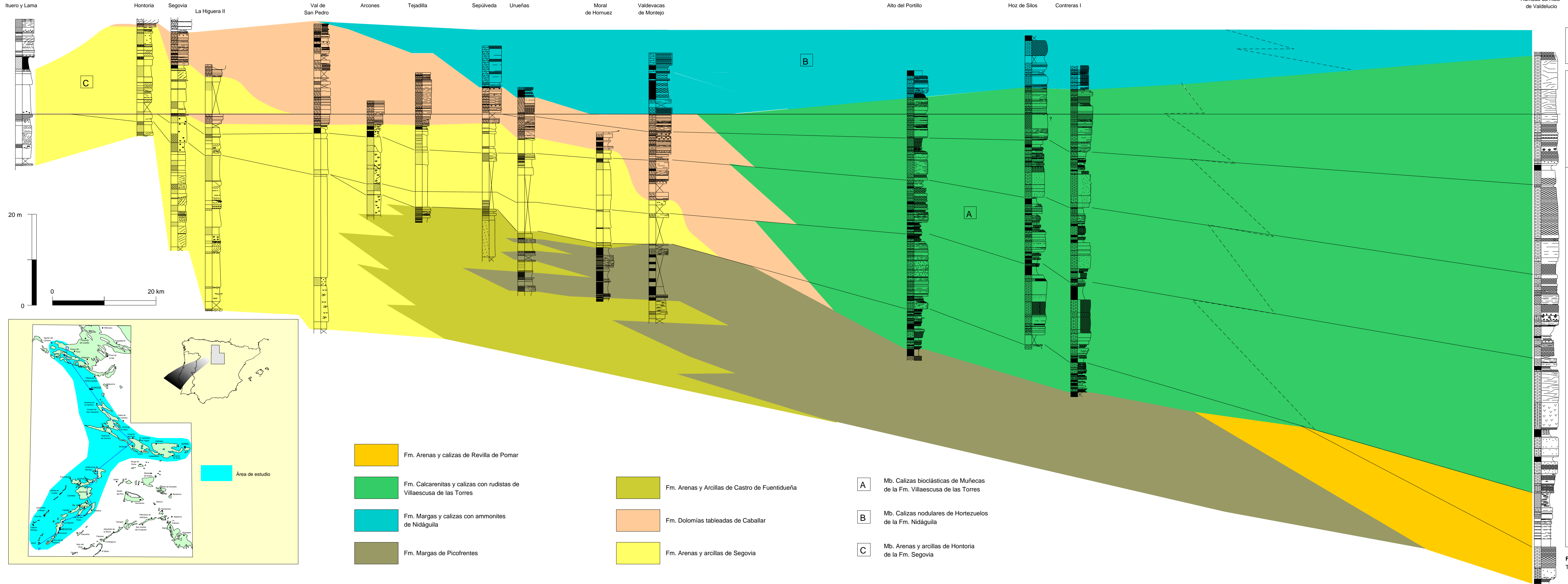
Figura 10.1. Unidades litoestratigráficas del Turoniense-Coniaciense, mostrando sus relaciones espacio-temporales a lo largo de los tres sectores de la plataforma analizados.

SO

PANEL D-D'



NO



Secuencias deposicionales

4º orden

3º orden

| CONIACIENSE | | TURONIENSE | |
|-------------|---------|------------|---------|
| PISO | Subpiso | PISO | Subpiso |
| Inferior | | Superior | |
| 88,50 | | 89,79 | |
| 88,74 | | 89,74 | |
| 88,84 | | 89,69 | |
| 88,93 | | 89,64 | |
| 88,96 | | 89,59 | |
| 89,03 | | 89,54 | |
| 89,12 | | 89,49 | |
| 89,22 | | 89,44 | |
| 89,31 | | 89,39 | |
| 89,41 | | 89,34 | |
| 89,50 | | 89,29 | |
| 89,60 | | 89,24 | |
| 89,69 | | 89,19 | |
| 89,79 | | 89,14 | |
| 89,88 | | 89,09 | |
| 89,98 | | 89,04 | |
| 90,07 | | 88,99 | |
| 90,17 | | 88,94 | |
| 90,26 | | 88,89 | |
| 90,36 | | 88,84 | |
| 90,45 | | 88,79 | |
| 89,55 | | 88,74 | |
| 90,64 | | 88,69 | |
| 90,74 | | 88,64 | |

| | | | | |
|--------|--------|--------|--------|--------|
| SD-1.4 | SD-1.3 | SD-1.2 | SD-1.1 | SD-1.0 |
|--------|--------|--------|--------|--------|

SD-1

Figura 10.2. Revisión de las unidades litoestratigráficas del Turoniense-Coniaciense propuesta en este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, A. (1981): El Cretácico de la provincia de Segovia (borde Norte del Sistema Central). *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías*, 7: 271 p.
- ALONSO, A. & MAS, R. (1982): Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al norte y al sur del Sistema Central. *Cuadernos Geología Ibérica*, 8: 145-166.
- ALONSO, A. & FLOQUET, M. (1982): Sédimentation et environnement au Turonien en Vieille Castille (Espagne): un modèle d'évolution en domaine de plate-forme. *Mem. Museum Nat. Hist. Nat. Nlle, serie C*, t XLIX: 113-128.
- ALONSO, A. & MAS R. (1993): Control tectónico e influencia del eustatismo en la sedimentación del Cretácico Inferior de la Cuenca de los Cameros, España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 17: 285-310.
- ALONSO, A.; FLOQUET M.; MAS R. & MELÉNDEZ, A. (1993): Late Cretaceous Platforms: Origin and evolution, Iberian Range, Spain. En: *Cretaceous Carbonate Platforms* (J. A. Toni Simo et al. Eds.) *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 56: 297-313.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R.; VEGAS, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 172-177.
- AMIOT, M. (1982): El Cretácico Superior en la Región Navarro – Cantabria. En: *El Cretácico de España*. (A. García, et al. Eds). Univ. Comp. Madrid: 88-111.
- AMOROSI, A. (1995): Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *Journal of Sedimentary Research*, 65: 419-452.
- BAENA, J. & JEREZ, L. (1982): Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s.s.). *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid: 256 p.
- BANNER, F.T.; FINCH, E.M. & SIMMONS, M.D. (1990): On *Lithocodium* Elliott (Calcareous algae); its paleobiological and stratigraphical significance. *Journal of Micropaleontology*, 9 (1): 21-36.
- BASCONES, L.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F. & MARTÍNEZ ÁLVAREZ, F. (1978): Hoja 433 (Atienza) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª Serie. *Instituto Geológico y Minero de España*.
- BEERVOWER, I.R. (1964): Cyclothems and cyclic sepositional mechanism in alluvial plain sedimentation. *Kansas Geological Survey Bulletin* 169 (1): 31-32.
- BERGER, A.; LOUTRE, M.F. & DEHANT, V. (1989): Astronomical frequencies for pre-Quaternary paleoclimate studies. *Terranova*, 1: 474-479.
- BERGER, A.; LOUTRE M.F. & LASKAR, J. (1992): Stability of the Astronomical Frequencies over the Earth's history for paleoclimatic studies. *Science*, vol. 255: 560-566.
- BILOTTE, M. (1985): Le Crétacé Supérieur des plates-formes est-Pyrénéennes. *Strata*, serie 2; Memoria ,1: 421 p.
- BORER, J.M. & HARRIS, P.M. (1991): Lithofacies and cyclicity of the Yates Formation, Permian Basin: implications for reservoir heterogeneity. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 75: 726-779.
- BREMAN, E. (1976): Paleoecology and sistematics of Cenomanian and Turonian Ostracoda from Guadalajara and Soria (Central Spain). *Revista Española de Micropaleontología*, VIII (1): 71-122.
- BRINKMAN, R. (1932): Über Schichtung und ihre Bedingungen. *Fortschritte der Geologie und Paleontologie* 11: 187-202.
- CARTER, R.M.; FULTHORPE, C.S. & NAISH. T.R. (1998): Sequence cncpts at seismic and outcrop scale: the distinction between

- physical and conceptual stratigraphic surfaces. *Sedimentary Geology*, 122: 165-179.
- CASTAÑARES, L. M., ROBLES, S. & VICENTE BRAVO, J. C. (1997): Distribución estratigráfica de los episodios volcánicos submarinos del Albiense – Santoniense de la Cuenca Vasca (Sector Gernika – Plentzia, Bizkaia) *Geogaceta*, 22: 43-46.
- CATUNEANU, O.; WILLIS, A.J. & MIAL, A.D. (1998): Temporal significance of sequence boundaries. *Sedimentary Geology*, 121: 157-178.
- CAUS, E.; GÓMEZ-GARRIDO, A., SIMO, A. & SORIANO, K. (1993): Cenomanian-Turonian platform to basin integrated stratigraphy in the South Pyrenees (Spain). *Cretaceous Research*, 14: 531-535.
- CAUS, E.; TEIXELL, A. & BERNAUS, J.M. (1997): Depositional model of a Cenomanian – Turonian extensional basin (Sopeira Basin) NE Spain: Interplay between tectonics, eustasy and biological productivity. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 129: 23-36.
- CESTARI, R. & SARTORIO, D. (1995): Rudists and Facies of the Periadriatic Domain. *Agip S.p.A., San Donato. Milanese*: 207 pp.
- CLOETHING, S. (1988): Intraplate stresses: a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea level?. En: *Sea-Level Changes: an Integrated Approach* (C.K. Wilgus et al., Eds.) *Society of Economic, Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 42: 19-29.
- CLOUD Jr, P.E. (1995): Physical limits of glauconite formation. *Am. Assoc. Petrol. Geol. . Bull.* 39: 474-492.
- CHAFETZ, H.S. & REID, A. (2000): Syndepositional shallow-water precipitation of glauconitic minerals. *Sedimentary Geology* 136: 29-42.
- D'ARGENIO, B.; FERRERI, V.; AMODIO, S. & PELOSI, N. (1997): Hierarchy of high-frequency orbital cycles in Cretaceous carbonate platform strata. *Sedimentary Geology*, 113: 169-193.
- D'ARGENIO, B.; FERRERI, V.; RASPINI, A.; AMODIO, S. & BUONOCUNTO, F.P. (1999): Cyclostratigraphy of a carbonate platform as a tool for high-precision correlation. *tectonophysics*, 315: 357-384.
- Dercourt, J.; Gaetani, M.; Vrielynck, B.; Barrier, E.; Biju-Duval, B.; Brunet, M.F.; Cadet, J.P.; Crasquin, S. & Sandulescu, M. (2000): Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical Maps. *Comission for the Geologic Map of the World*, Paris.
- DEVINE, P.E. (1991): Transgressive origin of channeled estuarine deposits in the Point Lookout sandstones, Northwestern New Mexico: A model for Upper Cretaceous cyclic parasequences of the US Western Interior. *American Association of Petroleum Geologists, Mem.* 75: 1039-1063.
- DEWEY, J.F. & PITMAN, W.C. (1988): Sea –level changes: mechanisms, magnitudes and rates. En: *Paleogeographic Evolution and Non-Glacial Eustasy, Northern South America* (J. L. Pindell & C. Drake, Eds.). *Spec. Publ. Soc. Sed. Geol.*, 58: 1-16.
- DÍAZ DE NEIRA, J.A.; MUÑOZ DEL REAL, J.L.; CABRA GIL, P.; LÓPEZ OLMEDO, F. & LENDÍNEZ GONZÁLEZ, A. (en prensa): Memoria de la Hoja 402 (Olombrada) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª Serie. *Instituto Tecnológico y Geominero de España*.
- DOMÍNGUEZ, M.C.; GARCÍA, E.; LA IGLESIA, A.; NAVARRO, J.V.; SANTOS, A. & DIEZ-MA, C. (1998): Variabilidad química y mineralógica de las facies galuconíticas del sector Norte del margen continental dela Mar de Alborán. *Estudios Geológicos*, 54: 17-24.
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional

- texture. En: *Classification of carbonate rocks* (Ham, W. E. Ed.) *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1*: 108-121.
- FLOQUET, M.; ALONSO, A. & MELENDEZ, A. (1982): Cameros-Castilla. El Cretácico superior. En: *El Cretácico de España*. (A. García, et al. Eds). Univ. Comp. Madrid: 387-453.
- FLOQUET, M.; PHILIP, J. & WIEDMANN, J. (1982b): La limite Turonien – Coniacien en Vieille Castille (Espagne). Aspects sédimentologiques et paléontologiques. *Mem. Museum Nat. Hist. Nat. Nie, serie C, t XLIX*: 129-144.
- FLOQUET, M. (1991): La plate-forme Nord-Castellane au Crétacé supérieur (Espagne). These. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 14: 925p.
- FLOQUET, M. (1998): Outcrop cycle stratigraphy of shallow ramp deposits: The Late Cretaceous series on the Castillian Ramp (Northern Spain). *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication, N° 60*: 343-360.
- FLOQUET, M. & HENNUY, J. (2001): Anatomy of resedimented carbonates in the latest Turonian – earliest Coniacian South-Provençal Basin. *Géologie Méditerranéenne*, T. XXVIII, n° 1-2: 67-71.
- GARCÍA, A.; SEGURA, M.; CARENAS, B. & PÉREZ, P. (1987): Transgressions, discontinuités, eustatisme et tectonique dans le cretácé moyen du secteur central de la Chaîne Ibérique (Espagne). En: *Transgressions et regressions au Crétacé (France et régions voisines)*. (Salomon, J. Coord.). *Mém. Géol. Université de Dijón*, 11: 81-89.
- GARCÍA, A.; SEGURA, M.; CALONGE, A. & CARENAS, B. (1989): Unidades estratigráficas para la organización de la sucesión sedimentaria de la plataforma del Albiense-Cenomaniense de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v. 2 (3-4): 303-334.
- GARCÍA, A.; SEGURA, M.; GARCÍA-HIDALGO, J.F. & CARENAS, B. (1993): Mixed Siliciclastic and Carbonate Platform of Albion – Cenomanian Age from the Iberian Basin, Spain. En: *Cretaceous Carbonate Platforms* (J. A. Toni Simo et al. Eds.) *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 56*: 255-269.
- GARCÍA, A.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; SEGURA, M.; GIL, J.; CARENAS, B. & RUIZ, G. (1996a): Secuencias deposicionales del Cretácico superior no terminal (Turonense superior-Campaniense inferior) en la zona central de la Península Ibérica (Cordillera Ibérica y Sistema Central). *Geogaceta*, 20 (1): 123-126.
- GARCÍA, A.; SEGURA, M.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; RUIZ, G.; GIL, J. & CARENAS, B. (1996b): Discontinuidades estratigráficas y secuencias deposicionales del Cretácico medio (Albiense Superior – Turonense Medio) en la Cordillera Ibérica Central y Sistema Central meridional. *Geogaceta*, 20 (1): 119-122.
- GARCÍA, A.; SEGURA, M. & GARCÍA-HIDALGO, J.F. (1996c): Sequences, cycles and hiatuses in the Upper Albion-Cenomanian of the Iberian Ranges (Spain): a cyclostratigraphic approach. *Sedimentary Geology*, 103: 175-200.
- GARCÍA-HIDALGO, J.F.; SEGURA, M.; GARCÍA, A. & RUIZ, G. (1996): Cortejos sedimentarios en parasecuencias de 4º y 5º orden en el Cenomaniense de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (España). *Geogaceta*, 20 (1): 127-130.
- GARCÍA-HIDALGO, J.F.; SEGURA, M. & GARCÍA, A. (1997): El Cretácico del borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10: 39-53.

- GARCÍA-HIDALGO, J.F.; GIL, J. & SEGURA, M. (2001): Sedimentología de la sucesión carbonatada del Cretácico en el borde sur del Sistema Central (Madrid). *Geotemas*, 3 (2): 193-196.
- GIL, J. & GARCÍA, A. (1996): El Cretácico del borde meridional del Sistema Central. Unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales. *Estudios Geológicos*, 52: 37-49.
- GIL, J.; GUMIEL, P.; SEGURA, M. & GARCÍA-HIDALGO, J. (2000): Aplicación del análisis fractal al estudio de la ciclicidad en secciones estratigráficas del Turoniense superior-Coniaciense inferior al SE de Burgos (España). *Geotemas*, 1 (1): 177-180.
- GIL, J.; SEGURA, M. & GARCÍA-HIDALGO, J.F. (2001): La Secuencia Depositional del Turoniense superior en el borde meridional de la Sierra de la Demanda (Cordillera Ibérica Septentrional; Provincias de Burgos y Soria). *Geotemas*, 3 (2): 205-208.
- GIMENEZ, R. (1987): Estratigrafía y sedimentología del Cretácico Superior en el sector de Almansa-Requena (Provincias de Albacete y Valencia). *Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid*: 224p.
- GISCHLER, E.; GRÄFE, K. U. & WIEDMANN, J. (1994): The Upper Cretaceous *Lacazina* Limestone in the Basco-Cantabrian and Iberian Basins of Northern Spain: Cold-water Grain Associations in Warm-water Environments. *Facies*, v. 30: 209-246.
- GOLDHAMMER, R.K.; DUNN, P.A. & HARDIE, L.A. (1990): Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: Examples from Alpine Triassic platform carbonates. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 535-562.
- GOLDHAMMER, R.K.; OSWALD, E.J. & DUNN, P.A. (1994): High-frequency, glacio-eustatic cyclicity in the Middle Pennsylvanian of the Paradox Basin: an evaluation of Milankovitch forcing. *International Association of Sedimentologist, Special Publication*, 19: 243-283.
- GONZÁLEZ, M.I. (2001): Estudio sobre las posibilidades de generalización y agrupación litológica de las unidades del Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias a escala 1:1.000.000. *Proyecto Fin de Carrera, Univ. Alcalá, Madrid*: 204 pp.
- GRÄFE, K. U. (1994): Sequence stratigraphy in the Cretaceous and Paleogene (Aptian to Eocene) of the Basco-Cantabrian Basin (N. Spain). *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A, Band 18*: 418p.
- GRÄFE, K. U. & WIEDMANN, J. (1998): Sequence stratigraphy on a carbonate ramp: The Late Cretaceous Basco-Cantabrian Basin (Northern Spain). *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication*, 60: 333-341.
- GRADSTEIN, F. M.; AGTERBERG, F. P.; OGG, J. G.; HANDERBOL, J.; VAN VEEN, P.; THIERRY, J. & HUANG, Z. (1994): A Mesozoic time scale. *Journal of Geophysical Research*, v. 99: 24051-24074.
- GRADSTEIN, F. M.; AGTERBERG, F. P.; OGG, J. G.; HANDERBOL, J.; VAN VEEN, P.; THIERRY, J. & HUANG, Z. (1995): A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. En: *Geochronology, Time scales and Global Stratigraphic Correlation* (A. W. Berggren et al. Eds.). *SEPM Special publication*, 54: 95-126.
- GURNIS, M.R.; DIETMAR, R. & MORESI, L. (1998): Dynamics of Cretaceous vertical motion of Australia and the Australian-Antarctic discordance. *Science*, 279: 1499-1504.
- GURNIS, M.R.; JERRY, X.; MITROVICA, J.R. & VAN HEIJST, H.-J. (2000): Constraining Mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates: The case of the African superplume. *Geochemistry*,

- Geophysics, Geosystems*, 1: Documento 1999GC000035.
- HANDERBOL, J. & ROBASZYNSKI, F. (1998): Introduction to Upper Cretaceous. *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication*, N° 60: 329-332.
- HANDERBOL, J.; THIERRY, J.; FARLEY, M.B.; JACQUIN, T.; DE GRACIANSKY, P.C. & VAIL, P.R. (1998): Chronostratigraphic framework and composite sequences. *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication*, 60.
- HAQ, B.U.; HANDERBOL, J. & VAIL, P. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- HAQ, B.U.; HANDERBOL, J. & VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. En: *Sea level changes. An integrated approach*. (Wilgus, C.K.; Hastings, C.K.; Kendall, C.G.S.C.; Posamentier, H.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. Eds.). *Society of Economic, Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 42: 71-78.
- HOMEWOOD, P.; GUILLOCHEAU, F.; ESCHARD, R. & CROSS, A. (1992): Corrélations Haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bulletin Centres Recherches Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 16: 357-381.
- HUBER, B.T. (1998): Tropical paradise at the Cretaceous poles?. *Science*, 282: 2199-2200.
- HUNT, D. & TUCKER, M. (1992): Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base – level fall. *Sedimentary Geology*, 81: 1-9.
- IMBRIE, J.; HAYS, J.D.; MARTINSON, D.G.; McINTYRE, A.; MIX, J.J.; MORLEY, N.G.; PISIAS, N.G.; PRELL, W.L. & SHACKLETON, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. En: *Milankovitch and Climate* (Berger, A.; Imbrie, J.; Hays, J.D.; Kukla, G. & Saltzman, B., Eds.). *Reidel Publishing, Dordrecht*: 269-305.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, C y VERA, J.A. (1993): Milankovitch cyclicity in Purbeck peritidal limestones of the Prebetic (Berriasian, southern Spain). *Sedimentology*, 40: 341-537.
- KITAMURA, A. (1998): Glaucony and carbonate grains and indicators of the condensed section: Omma Formation, Japan. *Sedimentary Geology*, 122: 151-163.
- LOGAN, B.W.; REZAK, R. & GINSBURG, R.N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology*, 72: 68-83.
- LONGO, G.; D'ARGENIO, B.; FERRERI, V. & IORO, M. (1994): Fourier evidence of high-frequency astronomical cycles recorded in Lower Cretaceous carbonate platform strata. Monte Maggiore, Southern Apennines, Italy. En: *Orbital Forcing and Cyclic Sequences* (De Boer, P.L., Smith, D.G., Eds.) *Special Publication International Association of Sedimentologist*, 19:77-85.
- LUTERBACHER, H.P.; EICHENSEER, H.; BETZLER, CH. & VAN DEN HURK, A.M. (1991): Carbonate – siliciclastic depositional systems in the paleogene of the South Pyrenean foreland basin: a sequence – stratigraphic approach. *International Association of Sedimentologist, Special Publication*, 12: 391-407.
- MARTÍN-CHIVELET, J. (1990): La transgresión del Cenomaniense superior en el Prebético. *Geogaceta*, 8: 86-88.
- MARTÍN-CHIVELET, J. (1995): Sequence stratigraphy of mixed carbonate-siliciclastic platforms developed in a tectonically active setting, Upper Cretaceous, Betic Con-

- tinental Margin (Spain). *Journal of Sedimentary Research*, Vol. B65, nº 2: 235-254.
- MARTÍN-CHIVELET, J. (1999): Cambios Climáticos. Una aproximación al Sistema Tierra. Ed. Libertarias-Prodhufi, Madrid, 325 p.
- MARTÍN-CHIVELET, J. & GIMÉNEZ, R. (1993): Évolutions sédimentaires et tectoniques des plates-formes du sud-est de l'Espagne au cours du Cénomaniac Supérieur – Coniacien Inférieur. *Cretaceous Research*, 14: 509-518.
- MARTÍNEZ, R.; LAMOLDA, M. A.; GOROSTIDI, A.; LOPEZ, G. & SANTAMARIA, R. (1996): Biostratigrafía intergrada del Cretácico Superior de la región Vascocantábrica". *Revista española de Paleontología*, nº extraordinario: 160-171.
- MASSE, J.-P. & PHILIP, J. (1986): L'évolution des rudistes au regard des principaux événements géologiques du Crétacé. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 10, 2: 437-456.
- MELÉNDEZ, F. (1971): Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación con sus posibilidades petrolíferas. *Public. Fac. Cien. Univ. Compl. Madrid*, sec. Geología (A): 254p.
- MELÉNDEZ, F.; VILLENA, J.; RAMÍREZ DEL POZO, J.; PORTERO, J.M.; OLIVE, A.; ASSENS, J. & SÁNCHEZ, P. (1974): Síntesis del Cretácico en la Zona Sur de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *I Symp. Cretácico Cordillera Ibérica*: 241-252 .
- MIALL, A.D. (1990): Principles of Sedimentary Basin Analysis. 2nd edition. Springer - Verlag, Berlin.
- MILANKOVITCH, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitproblem. *Akademie Royale Serbe* 133: 1-633.
- MITCHUM, R.M. Jr.; VAIL, P.R. & THOMPSON III, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 2: The depositional sequence as a basic unit for Stratigraphic Analysis. En: *Seismic Stratigraphy* (Payton, C.E. Ed.). *American Association of Petroleum Geologists, Mem.* 26: 53-62.
- MORILLO-VELARDE, M. J. & MELÉNDEZ, F. (1972): La Falla de san Leonardo: interpretación paleogeográfica. *Estudios Geológicos*, 28: 65-76.
- ODIN, G. S. & MORTON, A. C. (1988): Authigenic green particles from marine environments. En: *Diagenesis Vol. II* (Chilingarian, G. V., Wolf, K. H. Eds.). *Elsevier*, Amsterdam: 213-264.
- PELOSI, N. & RASPINI, A. (1993): Analisi spettrale della ciclità di alta frequenza in successioni carbonatiche neritiche di limitato spessore. Il caso del cretácico dei Monti di Sarno (Campania). *G. Geol., Bologna*, 55 (1): 37-49.
- PHILIP, J. (1998): Biostratigraphie et paléobiogéographie des rudistes: évolution des concepts et progrès récents. *Bull. Soc. géol. France*, t. 169, nº 5: 689-708.
- PLINT A.G.; EYLES, N.; EYLES, C.H. & WALKER, R.G. (1992): Control of sea level change. En: *Facies Models – Response to Sea Level Change* (R. G. Walker & N. P. James, Eds.) *Geological Association of Canada, Alberta* : 15 – 25.
- POMAR, L. (2001): Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Géologie Méditerranéenne*, T. XXVIII, nº 1-2: 139-144.
- POSAMENTIER H.W.; JERVEY, M.T. & VAIL, P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition I.- Sequence and Systems Tract Models. En: *Sea level changes. An integrated approach* (Wilgus, C.K.; Hastings, C.K.; Kendall, C.G.S.C.; Posamentier, H.; Ross, C.A. & Van

- Wagoner, J.C. Eds.). *Society of Economic, Palentologists and Mineralogists, Special Publication*, 42: 125-154.
- POSAMENTIER H.W.; ALLEN, G. P.; JAMES, D. P. & TESSON, M. (1992): Forced Regressions in a Sequence Stratigraphic Framework: Concepts, Examples and Exploration Significance. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 76, nº 11: 1687-1709.
- RAT, P. (1982): Factores condicionantes en el Cretácico de España. *Cuadernos de geología Ibérica*, 8: 1059-1076.
- READ, J. F. (1995): Overview of carbonate platform sequences, cycle stratigraphy and reservoirs in greenhouse and icehouse worlds. En: *Soc. Sed. Geol. Short Course*, 35: 1-102.
- ROBASZYNSKI, F.; CARON, M.; DUPUIS, C.; AMÉDRO, F.; GONZÁLEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, D.; HANDERBOL, J.; GARTNER, S.; CALANDRA, F. & DELOFFRE, R. (1990): A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of central Tunisia: Formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Sena area. *Bulletin Centres Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, v. 14: 213-384.
- ROBASZYNSKI, F.; HANDERBOL, J.; CARON, M.; AMÉDRO, F.; DUPUIS, C.; GONZÁLEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, D. & GARTNER, S. (1993): Sequency stratigraphy in a distal environment: The Cenomanian of the Kalaat Senan region (central Tunisia). *Bulletin Centres Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, v. 17: 395-433.
- ROBERTSON, C. & G. LOUCKS, R. (1994): Carbonate Depositional Sequences and Systems Tracts-Responses of Carbonate Platforms to Relative Sea-Level Changes. En: *Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent developments and applications*. American Association of Petroleum Geologists, Mem. 57: 3-41.
- RUIZ, G.; SEGURA, M. & GARCÍA-HIDALGO, J. (1994): Carbonate platforms of a second order transgressive-regressive facies cycle in the Upper Cretaceous of the Iberian Ranges (Spain). *Gèologie Méditerranéenne*, T. XXI 3-4: 163-166.
- RUIZ, G. (1996): Arquitectura deposicional de las facies Utrillas en la zona central de la Cordillera Ibérica. *Tesis Doctoral*, Univ. Complutense, Madrid; Inéd.
- RUTHERFORD, S. & KING, T. (1996): Evolutive Cross-Spectral Analysis of Equatorial Atlantic and Pacific Carbonate Sedimentation From 0-6 Ma. *EOS, Trans. AGU*, 77.
- SANTAMARÍA (1995): Los ammonioideos del Cenomaniense Superior al Santoniense de la Plataforma Nord Castellana y de la Cuenca Navarro-Cántabra. Parte I. Bioestratigrafía y sistemática: Phylloceratina, Ammonitina (Desmocerataceae y Hoplitaceae) y Ancyloceratina. *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, nº 4.
- SCHWARZACHER, W. (1993): Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory. *Development in Sedimentology*, 22: 1-225.
- SCHWARZACHER, W. (2000): Repetitions and cycles in stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 50: 51-75.
- SEGURA, M. (1982): Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico de la Cordillera Ibérica en la Provincia de Guadalajara.- *Tesis Doctoral*, Univ. Complutense, Madrid; Inéd.
- SEGURA, M.; GARCÍA, A.; GARCÍA-HIDALGO, J.F. & CARENAS, B. (1993a): The Cenomanian-Turonian transgression in the Iberian Ranges (Spain): depositional sequences and the location of the Cenomanian-Turonian boundary. *Cretaceous Research*, 14: 519-529.
- SEGURA, M.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; CARENAS, B. & GARCÍA, A. (1993b): Late

- Cenomanian-Early Turonian Platform from Central Eastern Iberia, Spain. En: *Cretaceous Carbonate Platforms* (J. A. Toni Simo et al. Eds.) *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 56: 283-296.
- SEGURA, M.; GARCÍA, A.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; CARENAS, B.; RUIZ, G. & GIL, J. (1996): Relaciones genéticas entre las unidades litoestratigráficas del Cretácico medio y superior de la Cordillera Ibérica Occidental. *Geogaceta*, 20 (1): 54-57.
- SEGURA, M.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; GARCÍA, A. RUIZ, G. & CARENAS, B. (1999): El Cretácico de la zona de intersección del Sistema Central con la Cordillera Ibérica: Unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales. En: *Libro homenaje a José Ramírez del Pozo. A.G.G.E.P.*: 129-139.
- SEGURA, M.; CARENAS, B.; GIL, J.; GARCÍA-HIDALGO, J.F. & GARCÍA, A. (2001): Anatomy of the carbonate bodies in relation to their position with respect to the maximum transgressive in the 2nd-order Cycles of the upper Cretaceous from the Iberian Range. *Géologie Méditerranéenne*, T. XXVIII, n° 1-2: 163-168.
- SIMÓ, A. (1986): Carbonate platform depositional sequences, Upper Cretaceous, south – central Pyrenees (Spain). *Tectonophysics*, 129: 205-231.
- SLOSS, LL.; KRUMBEIN, W.C. & DAPPLES, E.C. (1949): Integrated facies analysis. En: *Sedimentary facies geologic history* (Longwell, C.R. Ed.). *Geological Society of America*, mem. 39: 91-124.
- SLOSS, LL. (1963): Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 74: 93-114.
- STRASSER, A. (1991): Lagoonal – peridital sequences in carbonate environments: Autocyclic and allocyclic processes. En: *Cycles and Events in Stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher Eds.) *Springer – Verlag*, Berlín: 709 – 721.
- STRASSER, A. (1994): Milankovitch cyclicity and high – resolution sequence stratigraphy in lagoonal – peridital carbonates (Upper Tithonian – Lower Berriasian, French Jura Mountains. En: *Orbital Forcing and Cyclic Sequences* (P.L. de Boer & D.G. Smith, Eds.) *International Association of Sedimentologist, Special Publication*, 19: 285-301.
- STRASSER, A.; PITTET, B.; HILLGÄRTNER, H. & PASQUIER, J.-B. (1999): Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sediment. Geol.*, 128: 201-221.
- STRASSER, A.; HILLGÄRTNER, H.; HUG, W. & PITTET, B. (2000): Third-order depositional sequences reflecting Milankovitch cyclicity. *Terra Nova*, vol.12, n° 6: 303-311.
- TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (1990): Carbonate Sedimentology. *Blackwell*, Oxford: 482 pp.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, M.R. Jr & THOMPSON, S. III (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level. En: *Seismic Stratigraphy–Applications to Hydrocarbon Exploration* (C.E. Payton, ed.). *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 26: 83-97.
- VAIL, P.R.; HANDERBOL, J. & TODD, R.G. (1984): Jurassic unconformities, Chronostratigraphy, and sea Level Changes from Seismic Stratigraphy and Biostratigraphy. En: *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation* (J.S. Schlée Ed.). *American Association of Petroleum Geologists, Mem.* 36: 129-144.
- VAIL, P.R.; COLIN, J.P.; CHENE, R.J. KUCHLY, J.; MEDIAVILLA, F. & TRIFILIEFF, V. (1987): La stratigraphie séquentielle et son application aux correlations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Geol. France*, 8, III: 1301-1321.

- VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N. & PÉREZ-CRUZ, C. (1991): The stratigraphic signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology – an overview. En: *Cycles and events in stratigraphy* (Einsele, G.; Ricken, W. & Seilacher, A., Eds.). Springer-Berlag, Berlín: 617-659.
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S. & HARDENBOL, J. (1988): An overview of the fundamentals of the sequence stratigraphy and key definitions. En: *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. (Wilgus, C.K.; Hastings, C.K.; Kendall, C.G.S.C.; Posamentier, H.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. Eds.). Society of Economic, Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42: 39-45.
- VERA, J. A. (1994): Estratigrafía: Principios y métodos. Ed. Rueda, Madrid: 806p.
- VERA, J. A. (2001): Temas de interés en el estudio sedimentológico del Cretácico. *Geotemas*, 3 (1): 17-23.
- VERA, J. A.; RIBA, O. & REGUANT, S. (1989): Glosario de términos relacionados con el análisis de cuencas. *Rev. Soc. Geol. España*, 2, (3-4): 381-401.
- VERA, J. A. & MOLINA, J. M. (1999): La Formación Capas Rojas: caracterización y génesis. *Estudios Geológicos*, 55: 45-66.
- VICENTE, G. de; GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; BERGAMÍN, J.F.; TEJERO, R.; BABÍN, R.; RIVAS, A.; ENRILE, J.L.; GINER, J.; SÁNCHEZ SERRANO, F.; MUÑOZ, A. & VILLAMOR, P. (1992): Alpine structure of the Spanish Central System. *Actas del III Congreso Geológico de España*, 1. 284-288.
- VILAS, L.; MAS, R.; GARCÍA, A.; ARIAS, C., ALONSO, A., MELÉNDEZ, N., RINCÓN, R.; ELÍZAGA, E.; FERNÁNDEZ-CALVO, C., GUTIÉRREZ, G. & MELÉNDEZ, F. (1982): Ibérica Suroccidental. En: *El Cretácico de España*. (A. García, et al. Eds). Univ. Comp. Madrid: 457-514.
- WALKER, R. G. (1990): Perspective. Facies modelling and sequence stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 777 – 786.
- WARBURTON, J. & ÁLVAREZ, C. (1989): A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. En: *Libro homenaje a Rafael Soller*. A.G.G.E.P.: 147-155.
- WEEDON, G.P. (1991): The spectral analysis of stratigraphic time series. En: *Cycles and events in stratigraphy* (Einsele, G.; Ricken, W. & Seilacher, A., Eds.). Springer-Berlag, Berlín: 840-863.
- WEEDON, G.P. (1993): The recognition and stratigraphic implications of orbital-forcing of climate and sedimentary cycles. En: *Sedimentology Review 1* (Wright, W.P., Ed.) Blackwell Science Publication, Oxford: 31-50.
- WIEDMANN, J. (1964): Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. *Estudios geológicos*, 20: 107-148.
- WIEDMANN, J. (1975): Subdivisiones y precisiones bioestratigráficas en el Cretácico Superior de las Cadenas Celtibéricas. *Actas I^{er} Simposio del Cretácico de la Cordillera Ibérica*: 135-153.
- WIEDMANN, J. (1979): Itineraire géologique à travers le Crétacé moyen des chaînes Vascogotiques et Celtibériques (Espagne du Nord). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 5: 127-214.